

誌會學床礦物礦石岩

號一第 卷九十二第

(日一月一十年八和昭)

文報研究

- 東北地方に於ける金屬礦床の生成時代とその型式(I) 理學博士 渡邊萬次郎
本邦產含クローム礦物に就て(II) 理學博士 原田準平

文報短研究

- 荒川礦山產黃銅礦の單配形平行連晶 理學士 須藤俊男

錄雜論評

- 硫化銅鐵礦物類の熱變化に關する諸研究(I) 理學博士 渡邊萬次郎

報及雜會

- 會員動靜 混成岩集談會記事

抄錄

- 礦物學及結晶學 蛇紋石に就て 外4件
岩石學及火山學 岩漿分化に及ぼす差分壓力の影響 外3件
金屬礦床學 金門島コバルト礦製鍊研究 外2件
石油礦床學 千葉縣茂原町に於ける微量ガス分析法による地化學的探礦
窯業原料礦物 熱水作用による粘土礦物の人工的生成
參考學科 黃海、支那海及び南支那海に於ける海水の Ra 含有量 外4件

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

會學床礦物礦石岩日本

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Ichizô Ômura, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

Abstractors.

Iwao Katô,

Yosio Kizaki,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Kenzo Yagi.

Yoshinori Kawano,

Jun-iti Masui,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Jun-iti Kitahara,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

岩石礦物礦床學會誌

第二十九卷 第一號

(昭和十八年一月一日)

研究報文

東北地方に於ける金屬礦床の成生時代とその型式 (I)

Metallogenetic epochs and the types of ore
deposits in the Tohoku district (I)

理學博士 渡邊萬次郎 (M. Watanabe)

緒言

金屬礦床の生成は、地層の堆積、岩漿の侵入、その他種々なる地質現象と關聯して、地殼の發達過程を彩る重要な一つの問題であり、その型式もまたそれらの現象と關聯して變化する。この意味に於て、各礦床がいかなる地質時代に於て、いかなる過程で生成したかを吟味することは、地學全般の研究上、極めて重要なことである。従つて、從來多くの學者によつてこの種の企は試みられたが¹⁾、我國に關する限り、この問題を解決するための基礎的資料が、極めて不充分のやうに思はれる。筆者は過ぐる 20 年來主として東北地方に於ける金屬礦床の調査研究に従事したが、この範圍に於てさへ、問題の解決は前途なほ遼遠なることを覺える。それにも拘らず、今本文を草するのは、貧弱ながらも從來收め得たる知見を公にし、各位の忌憚なき御叱正を仰ぎ、自他の研究を促進するための一助ともなしたいからである。

1) L. de Launay, Gite metallifères, 1, 1913, pp. 241~288; W. Lindgren, Metallogenetic epochs, Econ. Geol. 4, 1908, pp. 409~420; W. Lindgren, Mineral Deposits, 1933, pp. 878~894.

生成時代決定の困難

金屬礦床のうち或るものは、母岩の地質時代を知ればその生成の時代の明かとなるものもある。全然整合的關係を以て、水成岩中に層狀を成す鐵礦床、滿俺礦床等の多數はこれであるが、それさへ地層の生成後、層理にそつて生じた礦床を含みうる。特にわが國の現状では、それらの岩石自身のうちに地質時代の判明しないものが多い。東北地方の謂はゆる御在所層の如き、その著るしい例である。

況んや金屬礦床の多數は、岩漿或は熱水溶液の作用によつて、母岩の生成以後に生じたものであり、母岩の地質時代さへ知れば、それより後期のものであることは確かであつても、その後何れの時代のものかは明かでないことが多い。偶然それらの礦床中の或るものが、時代の明かな他の岩石に不整合に被はれ、それより古いことが明かとなれば、その礦床はそれ以前で、しかも母岩の生成以後と知られる結果、生成時代は或る範圍内に限られてくるが、かゝる場合はその例に乏しく、且つその範圍が廣ければ廣い程、その間の時代の判定が困難となる。

尤もそれらの礦床のうちには、特定の火成岩、または水成岩と特に密接な關係を有し、それらの時代さへ判明すれば、礦床自身の生成時代も明かなる場合があるが、これさへ我國に於ては容易でない。それは今なほ水成岩自身の地質時代が確定せられないものが多いことゝ、氣候に恵まれて森林に富み、表土に被はれ、岩石相互の關係が明かに見られぬ場合の多いこととに起因する。

以下實際の例について、それらの關係を吟味しよう。

御在所層中の鐵及び滿俺礦層

御在所層とは福島縣石川町から湯本に通ずる縣道の一部、御在所峠¹⁾を中心として、阿武隈山地の一部に露出する綠色片狀岩類に對し、小藤文次郎

1) 現在に於ては峠に非ず、鮫川北岸の隘路に過ぎぬ。

先生¹⁾が始めて命名せられた名稱であつて、當時は結晶片岩類を問題なしに太古代のものと認めた時代であつた結果、先生もこれをかく見做され、米國に於ける Huronian system に對比するものかと疑はれた。但し先生御自身に於て、本累層が先生自ら古生代下部層と認められた秩父地方の御荷鋒層²⁾と類するを指摘せられ、また一方には同地方に發達する三波川層中の綠泥片岩との類似を指摘し、しかも Naumann, 原田兩氏の説に反してまで、三波川層を太古代と認むるは早計なりと論ぜられる等、極めて慎重な態度をとられてゐるやうに拜察する。

尤も大塚專一博士³⁾は、その前年に發行せられた白河圖幅説明書に於て、本累層を御荷鋒層に對比し、秩父古生層下部と認められ、大正 19 年地質調査所發行の 200 萬分一帝國地質圖、その説明書とも見るべき “Geology and Mineral Resources of the Japanese Empire” に於ても、本累層は御荷鋒層の一部と認められ、單に先石炭紀のものとせられた。この見解は昭和 7 年地質調査所によつて發行せられた “日本地質礦産誌” によつても明かにせられた。

本累層の上部には、綠色片狀岩の外に、稀に石灰岩を挟み、たま多くの珪岩層、含鐵珪岩層等を含み、また一部にはその外觀上普通の秩父古生層中部、即ち石炭紀乃至二疊紀のものと區別し得ない粘板岩の薄層を含む部分があるが⁴⁾、その更に上部は第三紀層によつて不整合に被覆せられる。

不幸にして、本累層中には未だ化石の發見もなく、また時代の精確に知られた古生層との關係も判明せず、その地質時代は今に至るも判然としない。尤もそれより南方に離れ、日立礦山附近に於ては、御在所層によく類似した

1) B. Koto, Archean Formation of the Abukuma Mountainland, J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokio, Vol. V, No. 3. 1993 (東京帝國大學理科紀要第 5 卷, 第 3 號, 明治 26 年)。

2) 原田豐吉, Japanischen Inseln, 明治 23 年。

3) 大塚專一, 白河圖幅地質説明書, 明治 25 年, 23~25。

4) 石城郡田入村天ノ川附近等。

岩層の上部が、次第に變質の度を減じ、石灰岩の薄層を夾み¹⁾、その一部には下部石炭紀と推定せられる珊瑚の化石²⁾を含有し、また北上山地の一部、即ち岩谷堂南方等に於ても、御在所層の上部に類した綠色片狀岩が、野田光雄氏³⁾によつて下部石炭紀乃至泥盆紀と認められた地層(鳶ヶ森層)に被はれる。若しもこれらの累層が、同一時代のもものと推定することが出来れば、御在所層も下部石炭紀乃至泥盆紀のもものと認め得やうが、この推定は確實でない。畢竟時代は不明であるが、現在のところ、石炭紀下部乃至それ以前のもものと見るのが最も妥當と思はれる。

本累層中各所に鐵礦を伴ふことは早くから知られたところであつて、明治 24 年大塚專一博士⁴⁾は“常磐之磁鐵礦層生成論”中、多賀郡花園山及び大北山、磐前郡(今の石城郡北半)八莖、上三坂、石川郡北方、檜葉郡(今の双葉郡南半)上手岡、田村郡羽山嶽等のものを掲げ、それらを全部深海底に堆積したる含水酸化鐵或は炭酸鐵礦の上に再び“花崗岩の迸出”したる結果變質し、それらを磁鐵礦に變ずると共に、石榴石、輝石等を生じたものと論じてゐる。これは當時の地學的思想が、いかなる程度であつたかを示すに過ぎず、前記のうちには八莖⁵⁾、上手岡⁶⁾等の如く、純然たる接觸交代礦床があり、またそのうちには御在所層の分布區域に屬せぬものもあるが、井上禰之助博士⁷⁾の記載せられた石川鐵礦床の如く、“珪岩の介在せる下部古生層の角閃岩”中に胚胎し、御在所層上部のもものと推定せられ、且つ“礦石は、磁鐵礦にして、石英と帶狀を成す”ものあり、博士はこれを接觸礦床の條下に收

1) 渡邊萬次郎、地質學雜誌、第 27 卷、大正 9 年。

2) 早坂一郎、日本地史の研究、大正 15 年；藤本治義、關東の地質、昭和 9 年、194。

3) 野田光雄、地質學雜誌、第 41 卷、昭和 9 年、431~456；渡邊萬次郎、本誌、第 28 卷、昭和 17 年、126。

4) 大塚專一、常磐之磁鐵礦層生成論、地學雜誌、第 3 集、明治 24 年、353~356。

5) 渡邊萬次郎、八莖大野礦山の地質礦床、東北帝大理科報告、第 3 集、第 1 卷、51、大正 10 年(英文)。

6) 木村六郎、福島縣上手岡礦山調査報文、地質調査所報告、86 號、24 及 90 頁、大正 11 年。

7) 井上禰之助、本邦に於ける鐵礦、同上 24 號。

め、“下部古生層に屬する輝岩若くは角閃岩の花崗岩又は閃綠岩との接觸部に胚胎する”礦床として記してゐられるが、その後多くの學者によつて沈澱礦床と認められる。例へば加藤武夫博士¹⁾は、化學的沈澱による成層礦床中、我國に産する古生層中の赤鐵礦層の記載の終に、“斯る種類の含赤鐵礦珪岩が接觸作用にて變質すれば、含磁鐵礦珪岩に變化す”と記して、石川鐵礦床を掲げ、“含磁鐵礦珪岩は、屢々薄き石英層と……縞狀を呈することあり、割合に品位高きものより、甚だ僅量の磁鐵礦を含む珪岩に至るまで種々の種類あり”と記され、植村癸己男氏²⁾もまた化學的沈澱による礦層中、磁鐵礦々層の例として、石川地方を第一に掲げ、“元來赤鐵礦として生成せられ、後期の噴出に係る火成岩の接觸變質、又は動力變質に依りて變化したるものなりと信ぜらる”と記されてゐる。

近年この種の礦床は、石城郡三坂村上三坂から、同入遠野村入上及び大平の西方、田人村天の川附近を經、川部村瀬戸附近に達する一帯に沿ひ、可なり廣く發見せられ、入上西方平石、大平西方曲藤等に於ては盛んに採掘せられてゐる。それらは先に本誌に紹介した通り³⁾、御在所層の上部に當る綠色片岩、珪岩等の累層に沿つて、ほぼ南北から北々西に分布すること40軒、鐵礦層は常に珪岩の一部を占め、その兩側が綠色片岩に接する場合は、往々明劃な界を示すが、その兩側が珪岩の場合は、左右並に兩側に向つて屢々これと遷移し、ほぼ純粹な鐵礦層から、種々の程度に鐵礦を含んだ珪岩を經て、殆んど純粹なる珪岩に達し、また屢々種々の程度に鐵礦を含んだ珪岩が、細かい縞を成して産する。それらの縞は常に層理に平行で、僅かに多少の赤鐵礦が細脈狀に地層を横切つことはあつても、それは層理の生成以後の二次的變化と認められる。

これらの礦層の大部分は、塊狀緻密の磁鐵礦から成るが、殆んど常に滿俺

1) 加藤武夫、礦床地質學、大正9年版、442頁；昭和14年版、488頁。

2) 植村癸己男、日本礦産誌、昭和7年版、251頁。

3) 渡邊萬次郎、阿武隈山地の鐵礦床、特に入遠野礦床に就て、岩礦、27卷、142、昭和17年。

を伴ひ、その量 5~6% から、時に 10% を超え、滿俺礦の外觀を呈する場合も多い。それが縞狀を成す部分では、磁鐵礦の結晶を主とする部分と、石英に富む部分とが互層し、これに往々方解石に富む部分や、柘榴石、電氣石等の細粒を含む部分が見られ、それらの縞は決して裂罅充填等によるものでなく、細かい互層に基づくものと信ぜられ、且つそのうちに東北地方の砂鐵に多いチタン分や、ジルコン、金紅石等の重礦物を伴はず、却つて滿俺に富む點から見て、砂鐵の變つたものではなく、始めは恐らく水酸化鐵として、水酸化滿俺を伴ひ、水底に堆積したものが、その後の變質作用によつてこの種の礦石を生じたものと認められる。

果して然らばこれらの鐵礦層は御在所層上部の堆積當時、即ち少くとも下部石炭紀以前のもので、東北地方で從來知られた礦床中、最古のものの一であらう。

これと少しくその性質を異にするのは、御在所峠の南方に當り、鮫川對岸に存する御在所滿俺礦床で、これまた含鐵珪岩中にレンズ狀を成すが、磁鐵礦に乏しく、主として石英、薔薇輝石の集合から成り、その露頭部には多量の二酸化滿俺を生じ、一時小規模に採掘せられた。これは果して礦層であるか、或は層狀礦脈であるか不明であり、最近吉村豐文博士¹⁾は恐らくこれに當るものを、交代礦床中に數へられたが、筆者は未だこの礦床ではそれを信ずる資料を得ない。これまた炭酸マンガンまたは水酸化マンガンが炭酸マンガンと共に水底に堆積し、その變質作用で變つたものとも考へられる。

これらの變質に與つたものは、必ずしもその附近に露頭を有する火成岩ではなく、現に前記の礦床帯には殆んど全く侵入岩の露頭を見ない。その母岩の變質の程度も、層位的に下部に當るものほど、變質が著るしだけで、必ずしも火成岩の露頭とは關係がない。これに就ては杉健一博士²⁾も詳

1) 吉村豐文、マンガン讀本(昭和 17 年)、卷頭附圖。

2) 杉 健一、日本變質岩總説(岩波講座)、63~64; Preliminary study on the metamorphic rocks of the Southern Abukuma Plateau, Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol. 12, 115~151, 1935.

論せられた所であるが、恐らくこれらの累層が、深く地中に埋没し、地熱により、或は一層深い地中に廣範圍に生じた岩漿により、謂はゆる廣域變質作用(regional metamorphism)を受けた結果と認められる。

なほ最後に言及すべきは、須賀川東方雲水峯の南麓にある小倉金礦床¹⁾であつて、これまた綠色片岩中の層理に沿つて、レンズ狀を成す磁鐵礦に、金を伴ふものであるが、これには磁鐵礦の外、多量の電氣石を伴ひ、且つ兩側の角閃岩の角閃石の内部には、特に輝石を有する等、特殊の變質作用を伴つた形跡があり、もともと磁鐵礦層の有つた部分に、熱氣或は熱水が來て金を沈澱したのであるか、磁鐵礦もまた電氣石とが同時に、熱氣或熱水の作用で、母岩の層理に沿つて後から生じたものであるかは、その決定困難であるが、兩者が密接に伴ふ點で、むしろ後者に可能性が多い。果して然らばこの種のレンズ狀鐵礦床が、母岩の成生以後に於ても生じ得ることを示すものと言へる。

北上古生層中の鐵及び滿脩礦層

北上山地にも多少の綠色片狀岩は發達する。例へば先に御在所層の一部と比較した岩谷堂南方のもの、或は大船渡東方綾里(Ryôri)附近の半島部の一部等のものにこれを見るが、それらの中には未だ何等の金屬礦層が發見されぬ。また北上の他の一部には砂岩、粘板岩等のうちにも、石炭紀以前と論ぜられた地層がある。野田光雄²⁾氏は一關東方松川村の北方に位する鳶ヶ森附近の砂岩、礫岩、凝灰岩の累層中に氏の謂はゆる *Spirifer verneuli* 等を發見して泥盆紀のものと認め、小貫義男氏³⁾は盛町(Sakari)の西北方日頃市村高稻荷山附近に於て、Radiolarian chert, 砂岩、粘板岩、凝灰岩等から成る累層の下部に、*Heliolites*, *Halysites*, *Favosites* 等を含む石灰岩を發見して、志留利亞紀の存在を確かめ、今日一般に承認せられてゐるやう

1) 渡邊萬次郎, 小倉金山電氣石磁鐵礦質金礦床, 岩礦, 第 13 卷, 253, 昭和 10 年。

2) 野田光雄, 地質學雜誌, 第 41 卷, 431~456, 昭和 9 年。

3) 小貫義男, 同第 44 卷, 168~186, 昭和 12 年; 同第 45 卷, 48~78, 昭和 13 年; 杉山敏郎, 同第 44 卷, 518~523, 昭和 12 年。

であるが、それらの中には沈澱礦床が知られてゐない。

北土地層の古生層中、沈澱礦床と見られるものの著しいのは、盛岡市の東方に發達する粘板岩、珪岩、輝綠凝灰岩等の累層中の鐵礦層¹⁾である。これは主として盛岡市の東郊淺岸村の西部から、築川村の南部砂子澤(Isagozawa)方面に及び、現に砂子澤鐵山で採掘せられ、區界(Kuzakai)驛から送り出されてゐる。これらの鐵礦層は概ね珪岩または輝綠凝灰岩中に介在して、西方または西南に傾斜し、その地質時代は不明であるが、その岩質上前記鳶ヶ森附近の泥盆紀層の下部に位するものに類し、且つその西南赤澤村字茶屋方面で、本累層を被覆すると認められる砂岩、粘板岩、石灰岩の累層には、杉山敏郎博士によつて石炭紀と判定せられた *Productus*, *Spirifer* 等を含むから、本鐵礦層またその下位に位する下部石炭紀乃至泥盆紀のものであらう。斯くの如くに考察の歩を進むれば、これまた畢竟御在所層の上部のものと時代に於て大差なく、當時に於ける火山活動末期の産物の一部として、水底に堆積した沈澱礦床の一型であらう。

越後山地の一部に屬する福島縣南會津郡伊南村等にも古生層と認められる珪岩及び粘板岩の互層中、珪岩層間に介在するレンズ狀の鐵礦層があり、これまた含鐵珪岩を伴ふ。但し鐵礦は赤鐵礦で、その一部には黃鐵礦及び稀に黃銅礦をも伴ひ、伊南(Ina)礦山の黒物礦床等その例であり、これは鐵礦層の一部が、その後の接觸交代作用を受けたものか、全然熱水作用によつて新に生成したものか、未だ充分確かでなく、その北方の石灰岩には、板突(Itanuku)附近の接觸交代銅礦が見出される。

その北方の朝日岳附近にも、これに類する鐵礦床が見出されるが、その詳細は明かでない。

この種の例に類するものは北上山地の滿庵礦床中にも多く、特に久慈町西方及び西南方にその例多く、特に岩手縣九戸郡野田村の玉川礦床²⁾熱田玉川礦床の如きは、嘗て重要礦山を成した。これらの礦床は概ね珪岩、粘板岩、凝灰質粘板岩等の累層中、珪岩の層理に沿つて發達したレンズ狀の酸化

1) 井上禧之助、前出。

2) 中村新太郎、一戸圖幅地質説明書、71~73、明治44年。

滿俺礦床で、そのうち例へば大野村船子澤礦床¹⁾の如きは、礦層即ち沈澱性のものと記され、他にも類似のものが多い。

然しながら、山根新次氏²⁾の記載によれば玉川礦山ミサコ礦床の一部等には、滿俺礦に伴つて、少量の貴鐵礦及び黃銅礦を見出し、小輕米村市野澤滿俺礦床では、時に水晶を産出し、その外觀は層狀であつても、その成因上層狀礦脈或は交代礦床かと疑はられる理由あり、最近吉村豐文氏³⁾も、これらの礦床をすべて交代礦床と認めてゐる。若し然りとせばその生成の時代は當然母岩よりも新らしく、恐らくこの附近の花崗閃綠岩の侵入に係したものであらうが、これらに就てはなほ充分の研究を要する。

因に北上北部に於ては、珪岩層の發達極めて顯著であつて、中村新太郎氏⁴⁾及び山根新次氏⁵⁾は、上下數層位の珪岩又は角岩帶を區別してゐる。これらは北上南部に於てはその發達の極めて乏しいものに屬し、特にそのうち細かい明かな層理を示し、屢々局部的褶曲に富むものは、南部に於て全く見られない種類に屬し、時代の確かな地層との對比は困難であるが、宮古街道、岩泉街道等に於ける關係上、輝綠凝灰岩の最もよく發達する累層の下位、即ち恐らく下部石炭紀以前のものと認められるが、この點に就ては層位學者の今後の研究に期待する。

橄欖岩斑禰岩中のクロム鐵礦及び含チタン磁鐵礦床

前記の諸礦床に亞いで、東北地方で比較的古い礦床は、橄欖岩乃至蛇紋岩中のクロム鐵礦、斑禰岩中の含チタン磁鐵礦床ではないかと思はれる。これらの兩種の岩類は、主として阿武隈山地の一部と、北上山地の一部に出で、既に知られた範圍に於ては、それに接する閃綠岩や花崗閃綠岩よりも、常に早期のものに屬する。例へば茨城縣日立礦山西方に當る蛇紋岩の或る

- 1) 植村癸巳男、日本礦產誌(昭和7年版)、278頁。
- 2) 山根新次、盛岡圖幅地質説明書、大正4年、70頁。
- 3) 吉村豐文、前出。
- 4) 中村新太郎、前出。
- 5) 山根新次、前出。

ものは、片狀花崗閃綠岩のため烈しく接觸變質を受け、福島縣三春町の東方移岳の角閃斑瀾岩の一部は、その周囲の花崗閃綠岩に捉へられて、一部同化の跡を示し、同文珠山採石場では、斑瀾岩の異相と見られる輝閃橄欖岩(cortlandtite)¹⁾が、明かに花崗閃綠岩の岩枝によつて貫かれる。同山地の北端に近い堂平山でも同じ関係が見出される²⁾。

北上山地でも同様で、例へば岩手縣大萱生金山では、一部蛇紋化した變輝綠岩(epidiabase)は、花崗閃綠岩のため變質し、且つ明かにその岩脈に貫ぬかれ³⁾、同縣花巻の東方宮守附近の輝岩、角閃岩乃至橄欖岩も、その西方の花崗閃綠岩中に破片となつて圍まれてゐる⁴⁾。

しかしながら、これらの岩石の進入時代は、基性岩及び酸性岩ともに多くの場合に不明であり、阿武隈山地に就て見れば、基性岩の一部は花崗岩類の表面に roof pendant 状を成し、風化に對する抵抗の差により、一段高く移岳、黒石山等の孤峯を成し、また一部は竹貫層及び御在所層中を岩脈狀に貫ぬき、それより後期に屬するを知るだけである。但しそれらが明かに石炭紀上部乃至それ以後に屬する石灰岩、粘板岩の累層を貫ぬく例は未だ知られず、石城郡八莖礦山南方等では、蛇紋岩の一部が一見粘板岩帶をも貫ぬく觀があるが、仔細にこれを吟味すれば、蛇紋岩は粘板岩帶の下に位する雲母片岩及び千枚岩帶、即ち恐らく御在所層の最上部までを貫ぬくに過ぎぬ。日立礦山大雄院以東、福島縣相馬郡禧原(Zisahara)附近、同石城郡八莖銅山北方等の粘板岩と石灰岩の互層帶には全然これを見ないのである。

尤も北上山地に於ては、例へば岩手縣日詰町東方等で、石灰岩と粘板岩の互層を主とする部分を貫ぬき、角閃岩乃至橄欖岩の露出を見、この関係は同縣遠野町西南方、小友附近でも認められる。但しこれらの地方でも、それらの露頭は下部石炭紀までに最も多い綠色變質凝灰岩と關係し、多くはそれ

1) 坪谷幸六、地學、第 38 卷、27~30、大正 15 年。

2) 渡邊萬次郎、本誌、第 15 卷、111~123、昭和 11 年。

3) 渡邊萬次郎、本誌、第 25 卷、99~112、昭和 10 年。

4) 近藤信與、地質、第 36 卷(昭和 4 年)、49~76。

らの火山岩の噴出に引續いて、その中に進入したものゝやうであり、北上南部に廣く存する上部石炭紀乃至二疊紀層や、三疊紀以後の中生層にはその進入が認められない。たゞし一關東方にある東稻山北方の蛇紋岩は、野田光雄氏が中部二疊紀と認めた地層に接し、或はその後の進入にかゝるが、その境界が斷層である疑も多い。

これらによつて想像すれば、これらの基性進入岩の少くとも大部は、古生代後半の進入にかゝり、中生代には及んでゐないやうである。とは言へそれらが直接に、三疊紀層に被はれてゐる部分も見えず、またそれらの全體が、同一時代のものとなせらるゝ特別な根據もないのであり、鈴木醇博士の私信によれば、北海道には白堊紀以後の蛇紋岩さへ知られるのであるから、東北地方の橄欖岩乃至斑禰岩の全體を、古生代後半の進入と斷定するのは、素より早計に失しよう。たゞ現在ではそれ以上の推定資料がないから、假にこの程度の推定に委せるのである。

これらの基性岩類には、金屬礦床を伴ふこと頗る稀で、その後の酸性岩に貫ぬかれた部分以外、これを殆んど見ないのである。僅かに岩手縣宮守附近の某所から、著者に送られた蛇紋岩中、特に多量のクロム鐵礦を含有し、その礦石と認め得るものがあつたのと、福島縣平市の西北水石山の斑禰岩中、含チタン磁鐵礦床の存在が知られ、嘗て採掘せられたのが、筆者が現在まで知り得た例であり、それらは共に母岩の凝結の途中或は末期に於て、それから生じたものと思はれる。この外蛇紋岩中のニッケルを口當に、ニッケル礦區の設定せられたものがあるが、これを今日ニッケル礦床と認むべきか否かはなほ問題とせねばならぬ (未完)。

本邦産含クローム礦物に就て (II)

On the chrome minerals of Japan (II)

理學博士 原 田 準 平 (Z. Harada)

(A) の補遺 赤石礦山産堇泥石の化學成分

本邦に産する堇泥石の化學成分に就ては、前掲の如く麓谷産のものにつきて發表されたのみであつた。今回愛媛縣赤石礦山産の堇泥石の化學分析を、明治鑛業株式會社にて行つて頂く事が出来た。茲に同社 春本篤夫學士に對し深く感謝の意を表する。

その化學分析の結果は、第參表に示す如くである。尙分子比及び原子比を並記した。

第 參 表

| | 重 量 % | 分子比 | 原 子 比 | | 原子比 (O=1800) |
|--------------------------------|-------|-----|-------------------|------|--------------|
| SiO ₂ | 31.10 | 518 | Si | 518 | 302 |
| Al ₂ O ₃ | 11.30 | 111 | Al | 222 | 129 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.73 | 11 | Fe ^{III} | 22 | 13 |
| Cr ₂ O ₃ | 4.40 | 29 | Cr | 58 | 34 |
| FeO | 0.49 | 7 | Fe ^{II} | 7 | 4 |
| MgO | 35.43 | 879 | Mg | 879 | 508 |
| CaO | 1.40 | 25 | Ni | 3 | 2 |
| NiO | 0.25 | 3 | Ca | 25 | 14 |
| H ₂ O(+) | 12.41 | 689 | H | 1378 | 802 |
| H ₂ O(-) | 1.45 | | O | 3092 | 1800 |
| 合 計 | 99.96 | | | | |

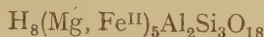
上記の計算値より、本産地の堇泥石の化學構造式を求むれば、次に示す如くなる。



W. E. Ford¹⁾によれば、pennine 及び clinocllore の化學式は同一で、

1) W. E. Ford: Dana's Text Book of Mineralogy, IV Ed. (1932), 670.

その化學式は次の如く與へられて居る。



尙 Fe^{II} は Mg を, Cr は Al を一部置換すると述べてゐる。

本産地の堇泥石の化學式は Ford の與へた式に, 二三の成分に於て, 少量の過不足はあるが一致してゐる。

Ca の存在は方解石が夾雜物として存在したものに基くものではなからうかと思はれる。

J. Orcel¹⁾ の提唱にかゝる綠泥石類の分類に基いて, 本化學分析の結果を檢討して見る。Orcel は化學成分より

$$\begin{aligned} s &= \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} & r &= \frac{\text{RO}}{\text{R}_2\text{O}_3} & h &= \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{R}_2\text{O}_3} & \text{R}_2\text{O}_3 &= (\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_3 \\ & & & & & & \text{RO} &= (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{O} \\ f &= \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} & a &= \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} & c &= \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} \end{aligned}$$

を算出し, 就中 s, f, a, c の値により綠泥石類の分類をなした。

今 Orcel の計算方法により s, f, a, c を計算するに

$$\begin{aligned} s &= \frac{518}{151} = 3.43 & f &= \frac{7}{879} = 0.008 & a &= \frac{11}{111} = 0.099 \\ c &= \frac{29}{111} = 0.261 \end{aligned}$$

の値を示す。

$s=3.33 \sim 3.5$ の範囲にあるを以て, Orcel の分類に従へば clinochlore-pennine に屬する。尙クロームを含む綠泥石は $s=2.0 \sim 3.7$ の範囲にあり, 且つクロームを含むものは clinochlore 及び pennine に限られ, その場合 $c > 0.10$ の値を示すと云ふ Orcel の説に本堇泥石の s 及び c の値は一致する。

(C) クローム柘榴石 (Uvarowite)

本邦各地のクローム礦床中に, 翠綠色の礦物を産することは, 古くから知

1) J. Orcel: Compt. rend. **183** (1926), 363~365; Bull. Soc. Fran. Miner. **50** (1927), 75~456.

られてゐるが、此礦物が如何なるものであるかが、確定的になつたのは比較的最近のことである。

大分縣大野郡三重町鷺谷に産するものは、嘗て新礦物綠礬土礦 (japanite)¹⁾ 或は苔土綠泥石 (penninite)²⁾ 又はクローム華 (chrome ocher)³⁾ 若しくはクローム柘榴石 (uvarowite)⁴⁾ とせられた。

その多くのものはクローム鐵礦中の裂罅に、又は鏡肌に翠綠色土狀又は被殻狀として産し、結晶形を示すことは稀である。従つてその決定を困難ならしめたものと思はれる。

數年前高知縣高岡郡越智産のものにつき、化學分析が行はれた結果⁵⁾、此翠綠色の礦物は、クローム柘榴石と決定せられた。

クローム柘榴石の產地として、從來報告されたもの及び筆者がクローム柘榴石と認めたものゝ產地とは次の如くである。

- 産 地 熊本縣八代郡種山村箱石⁶⁾
 同 縣 同郡宮地村猫島⁷⁾
 宮崎縣西臼杵郡高千穂⁸⁾
 大分縣大野郡三重町鷺谷⁴⁾
 佐賀縣東松浦郡嚴木礦山⁹⁾
 高知縣高岡郡越智⁵⁾
 朝鮮咸鏡北道富寧郡連川面橋院洞¹⁰⁾
 愛媛縣宇摩郡關川村赤石礦山
 高知市圓行寺附近クローム礦山

- 1) 岩佐 巖：學藝志林，
- 2) 篠本二郎：地學雜誌，第 7 卷(明治 28 年)，229.
- 3) 神保小虎：日本礦物誌，(第 2 版)，(大正 5 年)，302.
- 4) 神保小虎：地質學雜誌，第 22 卷(大正 4 年)，130；櫻井欽一；我等の礦物，第 4 卷(昭和 10 年)，14.
- 5) 井川正雄：我等の礦物，第 4 卷(昭和 10 年)，417~418.
- 6) 中村義成：同上 第 5 卷(昭和 11 年)，299~300.
- 7) 櫻井欽一：同上 第 4 卷(昭和 10 年)，14.
- 8) 兒島芳三：同上 第 5 卷(昭和 11 年)，412.
- 9) 木下龜城：地質學雜誌，第 43 卷(昭和 11 年)，155.
- 10) 木野崎吉郎：朝鮮礦業會誌，第 22 卷(昭和 15 年)，79.

| | | |
|-----------------|---|---------------------|
| 北海道日高國幌去村振内八田礦山 | | |
| 同 | 上 | 日東礦山 |
| 同 | 上 | 新日東礦山 |
| 同 | 上 | 糠平礦山伴慶坑 |
| 同 | 上 | 膽振國湧拂郡穂別村パンケボロカアンベ澤 |
| 同 | 上 | 八幡礦山 |
| 同 | 上 | 鵜川村春日礦山 |
| 同 | 上 | 石狩國空知郡山部村屏風山坂クローム礦山 |
| 同 | 上 | 上川郡神樂村神邦礦山 |
| 同 | 上 | 日高國沙流郡平取村鹿内礦山 |

産狀及び形態 殆んど全ての産地のものは、翠綠色を呈し、クローム鐵礦中の裂罅を充たして細脈狀に産し、重泥土を伴ふ場合と然からざる場合とがある。大部分のものは、結晶形を肉眼にて見ることが出來ず、土狀を呈する。然し高倍率のルーペ又は双眼顯微鏡にて觀察すると、微細な $d(110)$ の結晶が集合し簇生してゐるのが認められる。結晶の大きさは、殆んど 0.5 耗に達しないものが多い。

クローム鐵礦の鏡肌等に見らるゝ翠綠色の非晶質土狀のものも、廓大して觀察すると、緻密質の翠綠色の透明礦物よりなり居る事や、部分的に破碎せられた微晶の存することを知ることが出来る。從來クローム鐵礦に附着する翠綠色の一見非晶質の土狀礦物を、クローム華と斷定したことは、些か早計である様に考へられる。恐らくその大多數のものは粉碎されたクローム柘榴石よりなるものであらう。以下二三の産地のものに就きて述べる。

大内礦山産 石川俊夫學士が採集せられたものについて見るに、クローム鐵礦で、方解石を伴ふ部分に、クローム柘榴石の結晶が散點してゐる。その結晶の大きさは徑 1 耗に足らないが、 $d(110)$ の結晶形が明かに見られる。同様な觀察が又報告されてゐる¹⁾。

赤石礦山産 筆者は赤石礦山舊五號坑外の研の中から、翠綠色のクローム柘榴石の微晶の附着した一片のクローム鐵礦を採取した。それはクローム

1) 兒島芳三, 前出。

柘榴石の翠綠色結晶が、クローム鐵礦の裂罅面上に簇生したものである(第壹圖)。その結晶は、比較的大きく徑 Γ を越ゆるものがあり、且つ美しい $d(110)$ よりなることが、觀

察された。結晶によりては $d(110)$ の稜を切りて $n(211)$ の狹細なる面が存する。筆者の從來觀察した、クローム柘榴石の結晶中最大のものであつた。以上の如き試料は、僅か一片を獲たのみで、同礦山の其他の個所に



第 壹 圖

赤石礦山産クローム柘榴石結晶 $\times 8$

於ても極力求めたが、終に採取することが出来なかつた。

糠平礦山産 同礦山の作慶坑に産するクローム鐵礦中の裂罅面に沿ふて、クローム柘榴石の微晶が一面に(20 厘平方)簇生してゐるものが得られた。その結晶は何れも $d(110)$ に結晶して居り、極めて見事なものである。

以上各産地に求められたクローム柘榴石の結晶は、例外なく (110) に結晶して居る。唯赤石礦山に産するものが $d(110)$ と $n(211)$ の聚形よりなる。

化學成分 今日迄に本邦産のクローム柘榴石にして、その化學成分の決定せられたものは高知縣越智産のみである。その化學分析の結果は次の如くである。

高知縣越智産クローム柘榴石化學成分

| | |
|--|--------|
| SiO_2 | 28.35% |
| CaO | 32.64 |
| Cr_2O_3 | 11.83 |
| Al_2O_3 | 1.97 |
| Fe_2O_3 | 14.22 |
| MgO | 1.89 |
| $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ | 9.10 |
| 合 計 | 100.00 |

(D) クローム透輝石 (Chrome diopside)

本邦に於てクローム透輝石は從來僅か次の二個所にて發見されたに過ぎない。

佐賀縣東松浦郡嚴木礦山¹⁾

愛媛縣宇摩郡關川村赤石礦山¹⁾²⁾

このうち嚴木礦山産のものは九州帝大木下教授が唯一個を採集せられたことを報ぜられてゐる¹⁾。

以下赤石礦山産のクローム透輝石に就き筆者の觀察した所を記する。

産 狀 ズン橄欖岩中に胚胎する縞狀クローム鐵礦中に堇泥石と共に脈狀をなし、或は粒狀結晶の集合體をなして産す。殊に同礦山舊五號坑附近(西赤石山頂上附近)に於て多量に發見せられる。

此外に綠色透輝石が同礦山に於て縞狀又は帶狀をなす黑色ズン橄欖岩と榴輝岩との間に位するが如き部分、或は黝綠色ズン橄欖岩中に散點して産することがある。

此綠色透輝石につき Cr の存在を定性的に檢した所、極めて微量しか存しないのを知つた。九州帝大木下教授¹⁾は之をクローム透輝石とされたがその産狀及び其他を考慮する時は、綠色透輝石即ち omphacite とした方が妥當であらうと思はれる。

形態及光學性 極めて鮮な濃綠色を呈し、柱狀又は粗粒狀集合體として産し結晶形を示さない。その粒狀集合體の個體は徑最大 1 糎のものであるが、稀に長さ數糎の略柱狀をなす個體を見ることがある。筆者の採集した最大のものは徑 2 糎、長さ 5 糎の柱狀個體であつた。この個體を劈開を利用して二つに割り、その内部を觀察した。その個體の中心部は黝色を呈し、普通の透輝石であるに反し、その縁邊部は鮮な濃綠色を呈し、兩者は漸移してゐた(第貳圖)。その薄片を鏡下にて見るに、兩者は何等の區別なく移化

1) 木下龜城：我等の礦物，5 (昭 11)，415~417。

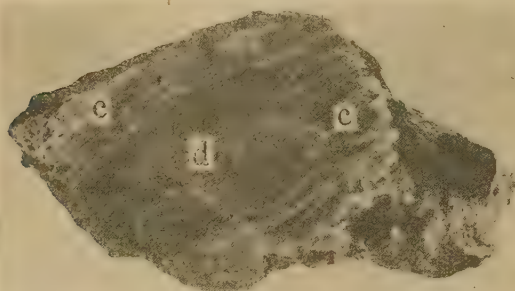
2) 堀越義一：地質學雜誌，44 (昭 12)，128，144。

してゐる。

この事實に基き仔細にクローム透輝石を觀察するに、個體によつては一個體にあつて内外にてその呈する緑色の濃度に多少の差異の存することが判明した。又同様なことが結晶の個體個體により異なることも見られた。

一個體にて全體が、一様な濃緑色を呈するものゝ屈折率を石橋學士が浸

第 貳 圖



赤石礦山産クローム透輝石 $\times 1$

c...クローム透輝石よりなる縁邊部

d...普通透輝石よりなる中心部

液法により測定し、次の値を得た。

$$\alpha = 1.672 \quad \beta = 1.681 \quad \gamma = 1.704$$

前記の大きな柱狀個體につき、黝色を呈する中心部と、濃緑色を呈する縁邊部との兩部の屈折率を舟橋學士が浸液法により、測定せる値は夫々次の如くである。

$$\text{黝色中心部} \quad \alpha = 1.669 \quad \beta = 1.678 \quad \gamma = 1.700$$

$$\text{濃緑色縁邊部} \quad \alpha = 1.674 \quad \beta = 1.685 \quad \gamma = 1.706$$

石橋學士の測定せる濃緑色個體の値と舟橋學士の測定せる濃緑色縁邊部の値とは略一致してゐる。

黝色中心部と濃緑色縁邊部との示す屈折率はその値に差異がある。これは、縁邊部に Cr の存在することに基くものでであると推定される。

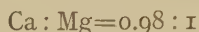
化學成分 愛媛縣赤石礦山に産するクローム透輝石の中、石橋學士が屈折率を測定せる試料を明治礦業株式會社の春本篤夫學士の御厚意によつて同會社にて化學分析をして頂いた。茲に春本學士の御厚情を感謝する。

化學分析の結果は第四表に示す如くである。

第 四 表

| 重量% | 分子比 | 原 子 比 | 原 子 比 | | | |
|--------------------------------|-------|-------|----------|---------|--------------|-------|
| | | | 蛇紋石 | クローム透輝石 | | |
| SiO ₂ | 52.38 | 872 | Si 872 | 52 | 820...192.8 | 200.0 |
| Al ₂ O ₃ | 3.42 | 33 | Al 66 | | 66... 15.5 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1.06 | 7 | FeIII 14 | | 14... 3.3 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.98 | 7 | Cr 14 | | 14... 3.3 | 99.1 |
| FeO | 0.21 | 3 | FeII 3 | | 3... 0.7 | |
| MgO | 17.38 | 431 | Mg 431 | 78 | 358... 83.0 | |
| NiO | 0.13 | 2 | Ni 2 | | 2... 0.5 | 99.1 |
| CaO | 23.10 | 412 | Ca 412 | | 412... 96.9 | |
| H ₂ O(+) | 0.93 | 52 | H 104 | 104 | | |
| H ₂ O(-) | 0.31 | | O 2785 | 234 | 2551...600.0 | |
| 合 計 | 99.90 | | | | | |

透輝石は含水珪酸鹽ではないために、本分析の結果に示された水分は、本分析試料が完全に透輝石のみでなく、少量の蛇紋石が夾雜してゐたことが豫想される。依つて水分を蛇紋石の構成水分として蛇紋石の他成分と共に原子比より除去し、殘餘の原子比より、透輝石の化學構造式を求めたるに次の如き結果を得た。



となり Ca, Mg の両者は略 1 : 1 となる。従つて透輝石の化學構造式 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ の式と全く一致するのを知つた。

Cr が如何なる形式によつて透輝石に入り、クローム透輝石を形成するかは、嘗て Doelter¹⁾ 其他によつて研究せられた所である。然し其等の研究

1) Doelter : Sitzb. d. K. Akad. d. Wiss. Wien. Math-naturw. Kl. **122** (1913), 3~20; Monatshefte f. Chem. **38** (1913), 1108~1112.

の結果は、此問題を完全に解決してゐない憾みがある。 Al^{+++} , Mg^{++} , Fe^{++} と Cr^{+++} とは廣義の同形的イオン列 (Isomorphe Ionreihe) に屬することから、透輝石中の Al^{+++} , Mg^{++} , 或は Fe^{++} の一部を Cr^{+++} が置換したものであると考へ得られる。然し Cr_2O_3 は合成透輝石中には僅か 5 % 以下よりしか入り得ないと云ふ Doelter の實驗の結果がある。又實際天然產のクローム透輝石の化學分析の結果を見るに、 Cr_2O_3 は 3 % 以下である。従つてその置換現象にも或制限が存するものであることが想像される。

(E) クローム尖晶石 (Picotite)

クローム尖晶石の賦存は廣いことが豫想されるが、我國に於て確定的のクローム尖晶石の存在は最近次の産地に於て發見されたことが報ぜられてゐるに過ぎない。

(1) 鳥取縣日野郡多里村¹⁾

(2) 兵庫縣養父郡關宮村²⁾

多里村產のものはクローム礦床の礦體に近い橄欖岩中に存在し、徑 0.1 糎、自形或は不規則粒狀を呈する。暗青色或は黃色を帶び、複屈折を缺いてゐる。

關宮村產のものは蛇紋岩中に不規則な微粒として存し、其色は濃黃色を呈する。

(F) クローム華 (Chrome ochre)

クローム鐵礦中の裂罅、又は鏡肌に産する翠綠色土狀の礦物を管ても亦現在も廣くクローム華と稱せられてゐる。然し此礦物の大部分はクローム柢榴石であることは前記の如くである。

クローム華と云ふ礦物は Doelter³⁾, Dana⁴⁾, Klockmann⁵⁾ 等によつて

1) 石川俊夫：地質學雜誌，47(昭 15)，287.

2) 同 上：岩礦，25(昭 16)，670.

3) Doelter.: Handb. Mineralchemie II, 2, 162.

4) Dana: System of Mineralogy. 697.

5) Klockmann: Lehrbuch d. Mineralogie(1922), 595.

粘土礦結の一種とされてゐるに對し、Winchell¹⁾ は白雲母の一種である phengite のクロームを含むものであるとしてゐる。結局クローム華其自身が曖昧不確實な礦物であると云はざるを得ない。

筆者は北海道日高國沙流郡平取村日東礦山に於て、クローム鐵礦に伴ふ帶白綠色土狀のものを採集したが、このものは從來多くの礦物學教科書にクローム華と記載せられてゐるものに最も近似であり、前記のクローム石榴石とは異なる様に思はれた。東京帝大須藤學士は目下此種の礦物を研究中故、この礦物の全貌は明かにされることであらうが、結局は後記のクローム高嶺土と同一のものならん(追記参照)。

(G) クローム高嶺土(Chrome kaolin)

本邦の蛇紋岩或は三波川系結晶片岩に伴つて産する苦灰岩、又は菱苦土岩中に網狀をなす石英脈中に綠色土狀の礦物が發見されることがある。嘗て此礦物は珪ニッケル礦²⁾と云はれてゐた。最近九州帝大木下教授及竹原學士³⁾は、この綠色土狀礦物は珪ニッケル礦とは相違することを指摘された。更に東京帝大須藤俊男講師及び安齋俊男學士⁴⁾は此礦物を化學的及びX 線的に詳細に研究された結果、クロームを含む高嶺土礦物群の一種であると決定された。

産 地

静岡県磐田郡浦川町

山口縣都濃郡須金村金峰礦山

産 狀

蛇紋岩或は結晶片岩に伴つて産する苦灰岩又は菱苦土岩中に網狀をなす石英脈中に微細な綠色の纖維狀又は土狀をなして産する。

化學成分 須藤及び安齋兩學士⁴⁾は、上記の静岡県浦川町産の綠色礦物を化學分析され第五表の結果を得られた。

此化學分析の結果から wolchonskoite, miloschite, alexandrolite 及

1) Winchell: Elements of optical mineralogy, II Ed. 364.

2) 互智部忠承: 地質要報, 明治 37 年, No. 1, 7~15.

3) 木下龜城, 竹原平一: 九州礦山學會誌, 第 10 卷(昭和 14 年), No. 5, 4.

4) T. Sudo & T. Anzai: Proc. Imp. Acad. 18, 1942, 403~405.

第五表 静岡縣蒲川町産クローム高嶺土化學成分

| | a | b |
|--------------------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | 67.60 | 82.00 |
| Al ₂ O ₃ | 17.50 | 6.68 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.40 | 1.13 |
| MgO | 4.03 | 3.72 |
| NiO | 0.44 | 0.17 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.12 | 0.41 |
| 灼熱減量 | 7.63 | 5.51 |
| 合 計 | 99.72 | 99.62 |

び selwynite 等の屬する含水礬土珪酸鹽礦物群の Cr を含む一種であるとされた。此礦物群は化學的に高嶺土に酷似してゐる。依つて高嶺土と此等前記二産地の綠色礦物の X 線粉末寫眞とを比較した結果、兩者は完全に一致したので、此等綠色礦物を高嶺土群礦物の Cr を含むものと決定されたのである。Doelter¹⁾ はクローム華を selwynite に近きものと考へてゐる故に上記の如くクローム華は結局クローム高嶺土と同一のものとならん。

結 言

本邦に産するクロームを含む礦物は、クローム鐵礦以外に、クローム透輝石、クローム柘榴石、クローム尖晶石、クローム雲母、堇泥石、クローム華及びクローム高嶺土の七種である。此等各種礦物に就き從來調査研究の結果得られた結果を綜合し、之に筆者の得た結果を加へ茲に報告した。本報告に記した如く、今後にその解決を計らねばならぬ問題が尙残つてゐる。將來之を闡明するのは勿論、新たな種類の發見を期さねばならない。

本報文は (I) を、昭和 15 年 10 月本誌上に發表した後、2 年間筆者の都合により中絶してゐたが、今回 (II) を發表することになった。本邦産含クローム礦物は上記の如く此 2 年間に更に一種を加へ七種になった。

擱筆するに當り、御鞭撻と御支援とを受けた鈴木醇教授、採集並に測定に協力せられた石橋正夫及び舟橋三男兩學士、化學分析に御盡力を得た明治

1) Doelter, 前出。

礦業株式會社春本篤夫學士、試料其他に關し御援助、御助言を得た九州帝大木下龜城教授、岡本要八郎氏、櫻井欽一氏の諸氏に對し深厚なる感謝を捧ぐるものである。

本研究に要した費用の一部は、日本學術振興會第二小委員會金屬礦床の研究より鈴木教授に支給せられたものゝ一部である。茲に記して謝意を表する。

追 記 日高國日本鑛山に於て、從來教科書に記載されてゐるクローム華に最も近似した帶白綠色土狀の礦物を採取した。この種の礦物を東京帝大の須藤學士が研究中の旨を、クローム華の項に記した。其後此土狀礦物はクローム華にあらずして、クローム柘榴石なることがX線的に明かになつたとのことである。斯くすれば現在未だ確なるクローム華は我國に於て發見されず、從來簡單にクローム華とせられてゐたものは、クローム柘榴石の土狀のものに過ぎないと云ふことになる。

(北海道帝國大學理學部地質學礦物學教室)

研 究 短 報 文

荒川鑛山產黃銅礦の軍配形平行連晶

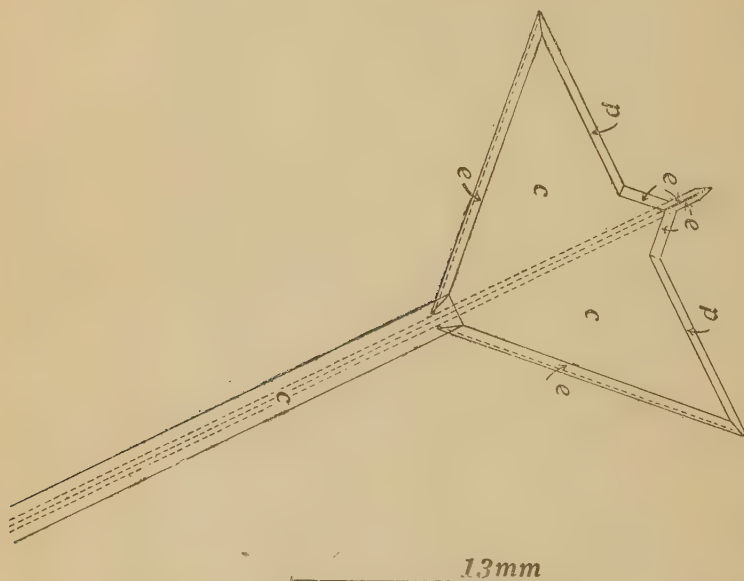
A peculiar cruciformed parallel growth of chalcopyrite
from the Arakawa mine

理學士 須藤俊男 (T. Sudô)

秋田縣仙北郡荒川鑛山より產する特異な晶相を有する黃銅礦は、「三角黃銅礦」の名前で世界的に知られ、又この鑛山は此の三角黃銅礦を多量に產する點では世界唯一であり、日本をしてこの珍らしい黃銅礦の世界的な產地たらしめてゐることは周知の事實である。

この三角黄銅礦に就ては既に W. E. Ford¹⁾, J. Beckenkamp²⁾, 渡邊新六氏³⁾, 神津叔祐先生⁴⁾, 等の人々の御報告があり, 筆者も若林彌一郎博士の世界的な標本の一部を使用し測角を試みた⁵⁾。その後當教室所藏の標本を

第 壹 圖



整理中單配形の結晶に注意し, 測角を試みた所, 非常に珍しい平行連晶であることが分つたのでこゝに報告する。

先づ從來の研究結果を綜合するに, 次の如き事實がある。

1) 延長の方向は常に $[110]$ である。

2) 平たくなる方向は大多数の場合 $m(1\bar{1}0)$ であり, 稀に $p(1\bar{1}1)$ に平た

1) W. E. Ford, Amer. Journ. Sci., **23**(1907), 59.

2) J. Beckenkamp, Zeit. Krist., **43** (1907), 43; Kristalltheorien, Leipzig. **1** (1913), 85.

3) 渡邊新六, 岩礦, **10**(1933), 30.

4) 神津叔祐, 學術振興, **2** (1937), 38.

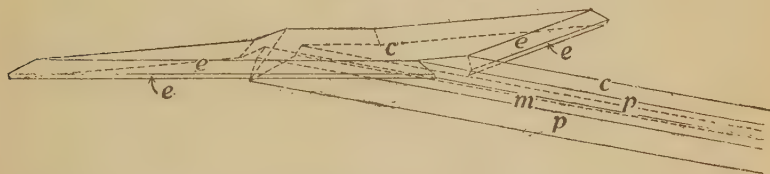
5) 本邦礦物圖誌, 第 1 卷, 121~146 頁(昭和 12 年)。

くなつてゐるものがある(本邦礦物圖誌, 第 I 卷, 131 頁 XVII 圖)。

3) 底面は非常に小さいか又は著しく細い。

ところで, こゝに測角した軍配形の結晶は, 第壹圖の如く針狀の結晶と三角板狀結晶との結合體であつて, 針狀の結晶は從來の記載に見るもので特別なことはないが, この三角板狀結晶體は圖に見る如く底面に平たい三角板狀の結晶である點に於て, 恐らく世界で唯一の珍しい結晶である。測角に依ればこの兩結晶が完全な平行連品をなしてゐる。

第 貳 圖



認められた結晶面は, 針狀結晶に於て $c\ 001$; $m\ 1\bar{1}0$; $m\ \bar{1}10$; $p\ 1\bar{1}\bar{1}$; $p\ \bar{1}\bar{1}\bar{1}$; $p\ \bar{1}\bar{1}1^*$; $e\ 0\bar{1}1$; $e\ \bar{1}01$; $n\ \bar{1}\bar{1}2^*$;

三角板狀結晶に於て $c\ 001$; $c\ 00\bar{1}$; $e\ 101$; $e\ 011$; $e\ 10\bar{1}$; $e\ 01\bar{1}$; $e\ \bar{1}01$; $e\ 0\bar{1}1$; $e\ \bar{1}0\bar{1}^*$; $p\ \bar{1}\bar{1}\bar{1}$ である。

* 印の面は非常に小さい面又は細い面で圖には省略してある。

針狀結晶に於ては m 面を狭んで p が 2 度繰返して居り, 又 $[\bar{1}01; 0\bar{1}1]$ の稜上には細い $\bar{1}\bar{1}2$ が現れて居るが, これは三角黃銅礦の通性に見られる如く粗な面で, 光像も著しく散亂する。第壹圖にはこの稜を少し太く示してある。

針狀結晶の底面及び三角板狀結晶のそれに平行な底面上(第壹圖の上側底面)には $[\bar{1}\bar{1}0]$ の方向にまばらな條線があり, 三角板狀結晶のこれと反對側の底面(第壹圖の下側の底面)には $[110]$ に沿ふまばらな條線を見る。

第壹圖は頭圖であり, 第貳圖は正規の位置に書いた圖である。第壹圖は出来るだけ原標本に忠實な描寫圖である。これで見ても分る様に此の平行連

第 壹 表

| 面符號 | 針狀結晶 | 三角板狀結晶 | 實 測 値 | | 計 算 値 | |
|-----|-------------------------|-----------------------|---------|------------|---------|------------|
| | 面指數 | 面指數 | ρ' | φ' | ρ' | φ' |
| c | 001 | 001 | 90°00' | 0°00' | 90°00' | 0°00' |
| m | 1 $\bar{1}$ 0 | ... | 90 00 | 90 08 | 90 00 | 90 00 |
| p | $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ | ... | 90 01 | 125 43 | 90 00 | 125 40 |
| c | ... | 00 $\bar{1}$ | 90 00 | 180 01 | 90 00 | 180 00 |
| p | $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ | ... | 90 00 | 234 19 | 90 00 | 234 20 |
| m | $\bar{1}$ 10 | ... | 90 02 | 269 58 | 90 00 | 270 00 |
| e | $\bar{1}$ 01 | $\bar{1}$ 01 | 60 16 | 325 12 | 60 15 | 325 09 |
| e | 0 $\bar{1}$ 1 | 0 $\bar{1}$ 1 | 60 13 | 34 51 | 60 15 | 34 51 |
| e | ... | $\bar{1}$ 0 $\bar{1}$ | 60 14 | 214 47 | 60 15 | 214 51 |
| n | $\bar{1}\bar{1}$ 2 | ... | 55 17 | 0 00 | 55 08 | 0 00 |
| p | $\bar{1}\bar{1}$ 1 | $\bar{1}\bar{1}$ 1 | 35 37 | -0 08 | 35 30 | 0 00 |

* 原 點

第 貳 表

| 三角板狀結晶 | | 實 測 値 | | 計 算 値 | |
|--------|--------------|---------|------------|---------|------------|
| 面符號 | 面指數 | ρ' | φ' | ρ' | φ' |
| c | 001 | 90°00' | 0°00' | 90°00' | 0°00' |
| e | 01 $\bar{1}$ | 60 14 | 145 14 | 60 15 | 145 09 |
| e | 011 | 60 16 | 34 47 | 60 15 | 34 51 |
| e | 101 | 60 13 | 325 13 | 60 15 | 325 09 |
| e | 10 $\bar{1}$ | 60 11 | 214 51 | 60 15 | 214 51 |

* 原 點

晶體は、その面の發達程度に於ては $\bar{1}\bar{1}$ 0 に平行な一面に對し左右對稱になつてゐる。即ち例へば三角板狀の結晶の e 面の中、101 と 011, 10 $\bar{1}$ と 01 $\bar{1}$, $\bar{1}$ 01 と 0 $\bar{1}$ 1 は互に夫々等大の發達をなしてゐる。しかし面の發達程度は上下の方向に於ては非對稱である。即ち例へば 10 $\bar{1}$ と 01 $\bar{1}$ の二面は、101 と 011 に比し非常に細く(圖では多少誇張してある), $\bar{1}$ 0 $\bar{1}$ は更に細く、0 $\bar{1}$ 1 は缺けてゐる。

測角は [110] 基準で行つた。その結果を第壹表、第貳表に示す。光像は概して非常に良好で軸率 $c=0.98525$ より計算した計算値と非常によく一致する。

(東京帝國大學礦物學教室)

評 論 雜 錄

硫化銅鐵礦物類の熱變化に關する諸研究 (I)

Thermal changes of copper and iron sulphide minerals (I)

理學博士 渡邊萬次郎 (M. Watanabe)

緒 言

銅及び鐵の一方或は双方を主とする硫化物中、從來廣く礦物として知られたものには、次の多種類を包含する。

硫化銅礦類 輝銅礦 chalcocite Cu_2S 等軸及斜方

銅 藍 covellite CuS 六方

硫化鐵礦類 黃鐵礦 pyrite FeS_2 等軸

白鐵礦 marcasite FeS_2 斜方

磁硫鐵礦 pyrrhotite FeS 六方及斜方

硫鐵銅礦類 黃銅礦 chalcopyrite CuFeS_2 正方

斑銅礦 bornite Cu_5FeS_4 等軸

玖瑪礦 cubanite CuFe_2S_3 斜方

この外從來礦物としてその存在を記されたものに

チャルメルス礦 chalmersite CuFe_3S_4

バルンハルド礦 barnhardite Cu_2FeS_2

磁硫銅礦 chalcopyrrhotine CuFe_4S_5

ヴァレリー礦 valleriite $\text{Cu}_2\text{Fe}_4\text{S}_7$

があり、また天然には知られないが、化合物として記されたものに

$\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_6$ 及び Cu_5FeS_6

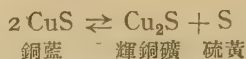
がある。

それらの熱的平衡については、從來多數の研究があるが、なほ明でない點

も多い。それらに就て次に聊か紹介しよう。

銅藍(CuS)及び輝銅礦(Cu₂S)

銅藍 CuS 及び輝銅礦 Cu₂S には、次のやうな相互關係があり



硫黃の蒸氣或は硫化水素中でそれらを熱せば、高温に於ては輝銅礦、低温に於ては銅藍に變ずる。これに就ては大正4年既にポスンヂヤック、アッレン、メルキン三氏¹⁾の詳細な研究があり、その要點を掲ぐれば

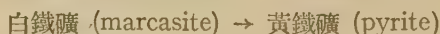
(1) 輝銅礦は同質二像に屬し、高温に於ては等軸、低温に於ては斜方晶系に屬する。その遷移點は純粹なものに於ては 91°C であるが、銅藍と固溶體を成す程度に應じて上昇し、それが 8% を超えれば、遷移は見られなくなる。

(2) 輝銅礦を硫化水素又は硫黃の蒸氣中に熱すれば、その温度と硫黃の壓力とに應じて餘分の硫黃を吸収し、銅藍との固溶體を造り、一氣壓の硫化水素中 358° 以下に於ては全部銅藍に變化する。

(3) 純粹の Cu₂S は眞空中で 1130°C で融け、1200°C でも其成分に變化がないが、1 氣壓の硫化水素中では 1096°, 1 氣壓の硫黃の蒸氣中では 1057°C で熔融する²⁾。これその固溶體として CuS を含むためで、その際に於ける餘分の硫黃 (Cu₂S に比して) はそれぞれ 1.40 及び 2.70% である。

黃鐵礦及び白鐵礦(FeS₂)と磁硫鐵礦(FeS)

白鐵礦と黃鐵礦とは單向二像關係 (monotropy) にあり



黃鐵礦と磁硫鐵との間には



1) E. Posnjak, E. T. Allen and H. E. Merwin: Sulphides of copper, Econ. Geol. 10, 491, 1915.

2) その後の研究 (Cu-Fe-S 三成分系) によれば 455mm の硫黃壓下で 1085°C.

3) 磁硫鐵礦は通常 FeS_{1+x} なる式で表はされるが、これは通常黃鐵礦の幾分を固溶體として含む結果で、磁硫鐵礦そのものの成分は FeS とすべきである。

なる関係がある。これに就ては 1912 年既にアッレン, クレンショウ, ジョーンストン三氏¹⁾の研究がある。そのうち特に熱平衡に関する部分を摘録すれば

(1) 白鐵礦はこれを硫化水素中に熱すれば, 熱を發して黄鐵礦に變じ, この現象は 450°C 附近から認められる。

(2) 黄鐵礦はこれを 1 氣壓の硫化水素中に熱すれば(この際硫黄の分壓は約 5 mm), 565°C ²⁾ に於て磁硫鐵礦と平衡に達する。従つてこのガス中で黄鐵礦を 575°C に數時間熱せば磁硫鐵礦となり, 磁硫鐵礦を 550°C に保てば黄鐵礦に變ずる。また若し黄鐵礦を 1 分間毎に 2°C 上昇の割合に急熱すれば, 665°C より急に吸熱して磁硫鐵礦に變ずる。これこの溫度で黄鐵礦の解離壓が, 1 氣壓に達する結果である。

(3) 磁硫鐵礦を硫化水素中に保てばその壓力と溫度に應じて種々の分量の硫黄を吸収する。これ FeS 中に, 固溶體として遊離の S を幾分含む結果である(但しその後の論文³⁾中, これは FeS 中に, FeS_2 中を含むものと修正せられた)。

(4) この種の硫黄は當然融點に影響し, 眞空中の純粹な FeS は, $1170^{\circ}\pm 5^{\circ}\text{C}$ で融けるが, 硫化水素 1 氣壓中の FeS は約 3.2% の硫黄を餘分に含んで, 1183°C で始めて融け, 硫黄の 1 氣壓蒸氣中では更に多くの硫黄を吸ひ 1187°C ⁴⁾ で熔融する。

(5) 磁硫鐵礦はまた種々なる水溶液中, 硫化水素と第一鐵鹽の作用により, 80° 及び 225°C でも造られ, その高溫種は斜方晶系, 低温種は六方晶系に屬する。但しそれらの相互の関係は不明である。

その後アンダーソン, チェスレー兩氏は, 白鐵礦→黄鐵礦の變移溫度を X

1) E. T. Allen, J. L. Crenshaw and J. Johnston: Mineral sulphides of iron, Am. J. Sci. 33, 1912. 169.

2) 1937 年度の Cu-Fe-S 三成分系研究によれば 455mm の硫黄壓下で 678°C 。

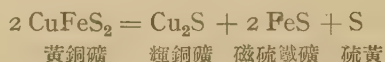
3) E. Posnjak, E. T. Allen and H. E. Merwin op. cit.

4) 1937 年度の研究によれば 455mm の硫黄壓下に 1185°C 。

線によつて再檢し、硫化水素を充たした閉管中、 415°C で黄鐵礦を生じ始め、 425°C では黄鐵礦のみとなることを記し、神津俣祐、高根勝利兩博士¹⁾は、眞空に近い閉管中、白鐵礦は 430°C 、2 時間で既に幾分黄鐵礦に變じ、 440°C 、2 時間では大部分これに變ずることを X 線的方法で確かめた。

黄銅礦 CuFeS_2 の熱分解

黄銅礦はその組成上次の關係を示してゐる。



この反應は實際に見られ、それに就ては待場勇氏²⁾の研究がある。氏は足尾産黄銅礦の粉末を窒素氣流中種々の溫度に 3 時間づゝ熱し、その際分離する硫黃の量を測定の結果

$450 \sim 460^{\circ}\text{C}$ 0.22% の S を失ふが、實質には殆んど變化がない。

$500 \sim 550^{\circ}\text{C}$ 更に 1.69% を失ひ、その大部分は 525°C 附近で急劇に逸失する。この加熱物を反射顯微鏡下に檢するに、一見普通の黄銅礦に異ならないが、容易に變色し易くなり、空中に約半日置けば、黄銅礦よりやゝ褐色のものに格子狀に貫ぬかれる。

$575 \sim 900^{\circ}\text{C}$ 連續的に硫黃を失ひ、 $775^{\circ} \sim 800^{\circ}\text{C}$ に於て、輝銅礦を生じ始める。

$800 \sim 900^{\circ}\text{C}$ 硫黃を失ひつゝ輝銅礦を増加し、殘存礦物は次第に黄色より褐色を帯びる。こゝで硫黃の減失は、 7.30% に達する。

$900^{\circ} \sim 950^{\circ}\text{C}$ 硫黃の量に變化がない。

$950 \sim 1000^{\circ}\text{C}$ 約 2% の硫黃を急劇に減じ、 975°C 以上では黄褐色礦物を全く失ひ、磁硫鐵礦と輝銅礦のみとなる。硫黃の減量は 1000°C で 9.20% 、即ち $\text{CuS} + \text{FeS}$ より更に幾分の硫黃を失ふこととなる。

これによれば、窒素氣流中の黄銅礦は 525°C 附近で既に何等かの固溶

1) 神津俣祐、高根勝利、白鐵礦の黄鐵礦への變移、岩礦、19、昭 13 年、354。

2) 待場 勇、黄銅礦の熱的研究、岩礦、昭 15、11、147。

體となり、温度と共にその組成を變じつゝ、800°C 附近から漸く輝銅礦を分離し始める。それが 900°C 附近まで續くが、975°C 附近では残りの固溶體が全部分裂し、輝銅礦と磁硫鐵礦とに分裂し終る。

硫黄壓下の黄銅礦

以上は窒素氣流中で加熱の場合であるが、近年メルキン、ロンバード兩氏¹⁾は純粹に近い Cu_2S 及び FeS を合成し、その種々なる割合の混合物を種々の温度で硫黄の蒸氣中に長時間熱し、黄銅礦等を合成し、種々の温度に於けるその性質を吟味すると共に、天然の黄銅礦にもこれを試みた結果、硫黄の存在する場合には、黄銅礦は高温に於て安定で、低温で却つて分解することを確かめた。即ち假に硫黄の蒸氣壓を一定 (455mm) とすれば

411°C 以下 S の凝集により實驗不能。

411°C~445°C 銅藍 (Cu_2S) 及び黄鐵礦 (FeS_2) に全部分裂する。

445°C~484°C 青銅色の新化合物 (Cu_5FeS_6) と黄鐵礦に分裂する。

484°C~550°C 斑銅礦の組成に近い黄銅礦+輝銅礦の固溶體と、黄鐵礦とに分裂する。

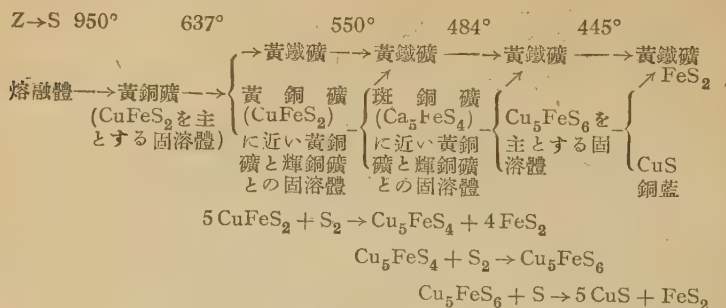
550°C~637°C 黄銅礦の組成に近い黄銅礦+輝銅礦の固溶體と、黄鐵礦とに分裂。

637°C~950°C 次第に硫黄を失ふが、その外觀は變化がない。

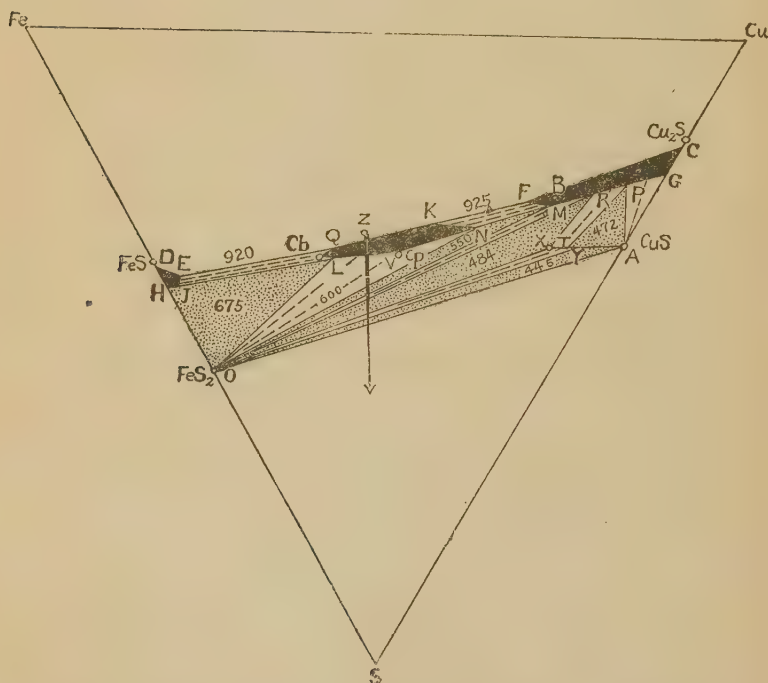
950°C 多少の硫黄を失つて熔融する。

従つて若しも前記の蒸氣壓下に、黄銅礦を極めて徐々に冷却すれば、前記の順序と逆の順序の變化が起り、637°C 附近から硫黄を吸収して黄鐵礦を分離する。一方、始めはなほ黄銅礦の組成に近い固溶體、550°C 以下では斑銅礦の組成に近い黄銅礦+輝銅礦の固溶體を生じ、それが順次に Cu_5FeS_6 と黄鐵礦、銅藍と黄鐵礦とに分裂する。

1) H. E. Merwin and R. H. Lombard. The system Cu-Fe-S, Econ. Geol. 32, 1937, 203.



第 壹 圖

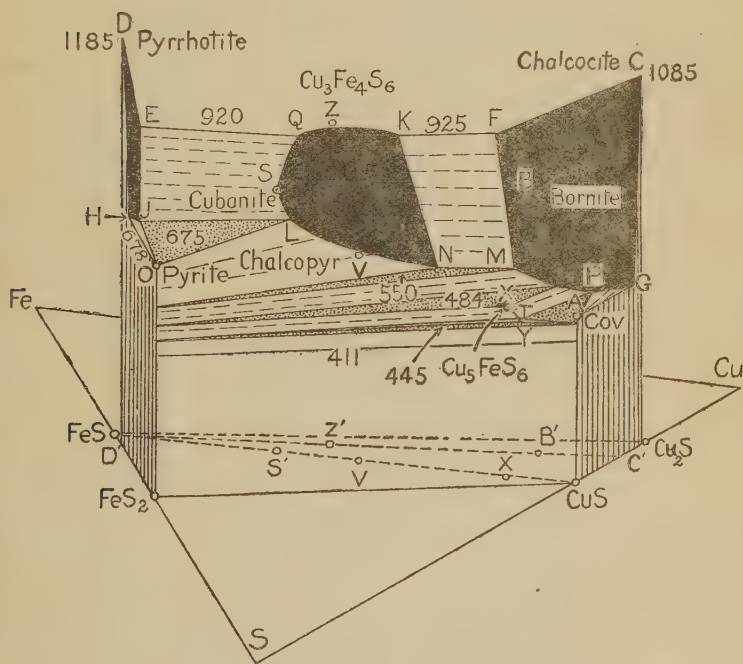


455mm の硫黄壓下に於ける Cu-Fe-S 三成分系平衡關係平面投影圖
(Merwin-Lombard 兩氏に據る)

またもし最後の産物である黄鐵礦と銅藍とを 1:1 の割合に混じ硫黄の蒸氣中に熱すれば、この順序を逆にして次第に黄銅礦に變ずる。

すべてこれらの關係は、第壹及び第貳圖により一層容易に諒解される。これはメルキン、ロンバード兩氏が、455mmの硫黄壓下に於ける $\text{Cu}:\text{Fe}:\text{S}$ 三成分系平衡圖として與へたもので、第壹圖三角形内の各點は、その位置によつて三成分の割合を示すこと通常の通であり、そのうち、黒く塗り潰された部分は、三成分が平衡を保つて、固溶體を成し得る區域の水平投影で、D-H-J-E-Dは磁硫鐵礦を主とする固溶體、Q-L-V-N-K-Qは黃銅礦を主とする固溶體、F-M-R-P-G-C-Fは輝銅礦を主とする固

第 貳 圖



455mmの硫黄壓下に於ける $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ 三成分系平衡模型圖

溶體の存在し得る區域である。また折線 X-T-Y は、 Cu_5FeS_6 を主とする固溶體の組成の範圍を示す。次に點線の引かれた區域は、そのうちの各點に相當する組成のものが、その點線で示される温度に於て、その兩端に當る組成の固溶體、または單獨礦物に分れて存することを示し、例へば K-N-M-F-K 内の一點で示される組成のものは、その點を貫ぬく點線で示される温度に於て、その兩端に當る二種の固溶體、即ち黃銅礦を主とするものと、輝銅礦を主とし、斑銅礦に近い組成のものに分れて存し、O-

L-N-O の一點で示される組成のものは、その點を貫ぬく點線で示される溫度で、その兩端で示される兩礦物、即ち黃銅礦式固溶體及び黃鐵礦に分れて平衡を保つことを示す。また點紋で充たされた三角形の各區域、例へば O-N-M-O 内の組成のものは、それに記された溫度に於て、その三角の頂點を成す三礦物に分れて平衡を保つわけで、冷却すればそれに應じてその頂端の一礦物から、底邊兩端の二礦物に分解し、その變化の終るまで、溫度は一定に保たれる。また圖の下端 A-O-S の廣い區域は、硫黃が凝結してしまつて、この實驗の不能の區域、圖の上部即ち折線 D-E-Q-K-F-C 以上の區域は、その組成のものがこの硫黃壓下で平衡を保つには、全部融體となる區域である。

今若しこの圖に於て Z 點に相當する組成のものが、次第に冷却するとすれば、それに應じて硫黃を吸收する結果、ZS を結ぶ直線上 S に向つて組成を變ずる。かくて先づ QK 線を切る點で、黃銅礦式固溶體を生じ、その後 LN 線を切るまでは、固溶體のまま組成を變ずる。然るに OLNO の區域に入れば、その各點を貫ぬく線を切るに應じ、その兩端の黃銅礦式固溶體と黃鐵礦とに分れ、その割合と前者の組成を N 點に向つて漸變し、かくて ONMO 區域に入れば、N で示される黃銅礦式固溶體は分裂し、黃鐵礦と、M で示される輝銅礦式固溶體に分れ、遂に MO 線に達して、それら兩種の混合となり、それから後は輝銅礦式固溶體が、更に組成を M から R に變じつゝ、黃鐵礦を分離し續ける。このやうにして Z から S に向つて組成の變化を示す線が、OA 線を横切る點までくると、すべては黃鐵礦と銅藍に分れる。

第貳圖は、これら各點の溫度を高さで示した立體的の模型圖である。

以上はすべて硫黃の蒸氣壓が 455mm の場合であるが、若しこの硫黃壓が増せば、これらの變化の溫度は高まり、逆に硫黃壓が減少すれば、變化はそれだけ低溫で起る。例へば 58mm では、 Cu_5FeS_6 を主とする固溶體 Y は、 445°C の代りに 430°C より生じ始め、斑銅礦の組成に近い固溶體 M も、 484°C の代りに 450°C で生じ始める。

銅藍、黃鐵礦の代りに、人工 Cu_2S 及び FeS 、又は天然の輝銅礦と、磁硫鐵礦とを用ふるもまた同様で、黃銅礦とそれらの礦物の間には、硫黃の蒸氣壓如何によつて



なる兩關係は共に成立するのである。但し何れの場合に於てもその中間に種々の固溶體の成立を見るわけである。

黄銅礦 CuFeS_2 と斑銅礦 Cu_5FeS_4

黄銅礦と斑銅礦とは屢々相並んで存在し、また屢々前者の薄葉が、後者を格子狀に貫ぬく。筆者が嘗て洞爺嶺山産黑礦に就て記したもの¹⁾、大張礦山産金銅礦中に見出したもの²⁾、渡邊武男氏が笏洞礦山産金銅礦に就て記したもの³⁾等その例である。それらは何れも薄葉の斷面がレンズ狀で、その交錯部で尖滅する。

この種の成因に關しては、特にシュワルツ氏⁴⁾の實驗がある。氏はアリゾナ州グロープ及びビスビー産銅礦中、斑銅礦及び黄銅礦を共に存するものをガラス管内に密閉し、 $400^{\circ}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に長時間熱したる後冷却し、その結果を觀察した。その要點を摘録すれば

- (1) 475°C 以上で、兩礦物は互に溶解して均質となる。
- (2) 500°C に 25 時間保ち、空氣中に冷却したものでは、加熱以前に何れの方であつた部分も、共に斑銅礦となり、黄銅礦の格子に貫ぬかれる。
- (3) 700°C に熱して空氣中に冷却したものでは、斑銅礦は黄銅礦に貫ぬかれる外、その結晶境界に沿つて、後者の粒を析出する。
- (4) 前と同種を 48 時間 600°C に熱し、更に一層緩慢に冷却したものでは、黄銅礦は格子狀を成さず、粒滴狀に斑銅礦中に分離する。

即ち兩者は高温では溶け、低温に於ては分裂し、その分裂の状態は、冷却の速度で變化する。

尤もアツレン、ロンバード兩氏は、斑銅礦なる語を組成 Cu_5FeS_4 なる低温礦物のみに用ゐ、高温に於ては、その組成上 Cu_2S と CuFeS_2 との中間にある均質物をすべて黄銅礦と輝銅礦との固溶體として取扱つてゐる。但しそのうち黄銅礦を主とする固溶體と、輝銅礦を主とする固溶體⁵⁾との間に

1) 渡邊萬次郎、地球、5、大 15、

2) 渡邊萬次郎、岩礦、19、昭 13、28。

3) 渡邊武男、地質、39、昭 7、371。

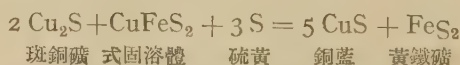
4) G. M. Schwartz, Econ. Geol. 26, 1931, 186。

5) 但しこのうち黄銅礦分に富ものは、その組成上輝銅礦より却つて斑銅礦に近く、それを一様に輝銅礦と黄銅礦との固溶體と認むるの可否は、それらの結晶構造を吟味せねば論じ難い。

は互に溶け難い範囲があり、例へば 455mm の硫黄壓下ではその限界は次の通りと記されてゐる (第壹〜貳圖 KN, FM 線参照)。

| 黄銅礦式固溶體 | 固溶體を作らぬ部分 | 輝銅礦式固溶體 (斑銅礦に一致する組成のものを含む) |
|-------------------|---------------|-------------------------------|
| 925°C Cu 41.2% 以下 | Cu 41.2~56.4% | Cu 56.4% 以上 |
| 550°C Cu 48.2% 以下 | Cu 48.2~59.6% | Cu 59.6% 以上 |

この組成中銅の増加は、輝銅礦分の増加を示し、その減少は黄銅礦分の増加を示す。それ故これを吟味すれば、黄銅礦式固溶體中に溶け得る輝銅礦は、温度の低下によつて却つて増加するが、輝銅礦式固溶體中に溶け得る黄銅礦の割合は、温度の低下と共に減少するため、高温に於て黄銅礦式固溶體に接し、黄銅礦分に飽和した輝銅礦式固溶體、即ちその組成上寧ろ斑銅礦に相當する固溶體は、その冷却に伴つて、黄銅礦式固溶體を析出する筈である。但し 550°C 以下に於て、なほ硫黄の蒸氣壓 455mm にあれば、黄銅礦も斑銅礦狀固溶體も、次第に黄鐵礦を分離して組成を變じ、遂に全く銅藍 (CuS) と黄鐵礦 (FeS₂) とに分離し去ること、黄銅礦の場合に述べたと同様である。この關係は



なる式で表はされる。

以上メルキン、ロンバード兩氏と、シュワルツ氏の結果を綜合するに

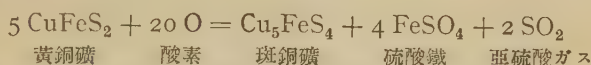
(I) 黄銅礦と輝銅礦とは硫黄壓 (455mm) 下で互に限られた範囲の固溶體をなし、その或るものは斑銅礦質の組成を保ち、黄銅礦に近いものと共に、925°~550°C に於ては互に並び存し得るが、550°C 以下の低温では、この硫黄壓下で共に次第に分解する。

(2) 斑銅礦質の輝銅礦式固溶體は、真空中では 550°C 以下でも分解せず、475°C まではそのまゝであるが、以下に於ては斑銅礦と、それを貫ぬく黄銅礦との格子狀共生に變ずる。

但しシュワルツ氏の言ふように、これらの兩礦物間のあらゆる割合のもの

が、475°C 以上では固溶體を成すか否かは、メルキン氏等の實驗から見て疑問であり、またそれらの割合によつては、これより一層低い溫度でも溶解或は分裂を來し得る筈である。

これに關聯して一言すべきは、ボルヘルト氏¹⁾の實驗の一部で、黃銅礦を石綿に包み、30 日間 220°C に熱した結果、その表面や裂罅に沿つて多少の酸化鐵を分離し、その内部が斑銅礦のため格子狀に貫ぬかれることゝ知つた。これは恐らく



なる反應で、黃銅礦が分解し、斑銅礦と硫酸鐵を生じ、後者が更に酸化した結果であつて、かゝる場合に斑銅礦の格子は特別の場所に限られ、且つその交錯部が却つて膨大する點で、固溶體の分裂によると場合と違ふ。

斑銅礦(Cu₅FeS₄)と輝銅礦(Cu₂S)

これまた硫黃の存在に於て、或る程度以上の高溫に保ては、その中間のあらゆる組成の固溶體を生じ、低溫に於ては分裂する。若し高溫に生じたものを、真空中に冷却すればそのまゝ残り、組成に應じて或る定まつた溫度以下で、その一方を格子狀に析出する。例へばメルキン、ロンバード氏²⁾の實驗によれば Cu:Fe=11:1, 即ち 2 Cu₅FeS₄+6Cu₂S に相當するものは、150°C では勿論、100°C に 8 日間でも變化がないが、Cu:Fe=6:1, 即ち 2 Cu₅FeS₄+Cu₂S に當るものでは、150°C 1 日間で既に斑銅礦とこれを貫ぬく輝銅礦の格子に分れる。

この現象はまたシュワルツ氏³⁾によつても確かめられ、氏は輝銅礦 85, 斑銅礦 15% から成るモンタナ州 Butte 産銅礦を、28 時間 225°C に熱し、これを急冷せるに均質な固溶體を得、それを更に 300°C に熱した後、69 時間で 60°C まで徐冷した結果、斑銅礦と輝銅礦との混合物を格子狀に貫ぬ

1) H. Borchert, Chemie d. Erde, 9, 1934, 145.

2) H. E. Merwin and R. H. Lombard, Econ. Geol. 32, 1937, 203.

3) G. M. Schwartz, Econ. Geol. 26, 1931, 186.

く輝銅礦を得、別に輝銅礦 40, 斑銅礦 60% から成るアリゾナ州 Globe 産銅礦を 200°C に熱し, 60 時間に徐熱せるに, 輝銅礦を貫ぬく斑銅礦の格子狀共生體を生ずるを知り, 兩礦物は凡そ 175°C に於て, 互に固溶體を成し, それ以下に於てはそのうち多い方の一方が, 格子狀を成して分離するものと記してゐる。

この種の構造は天然に産する銅礦中にも屢々見出される所であるが, これに類してやゝ異なるは兩礦物の互に樹枝狀に貫ぬいたもの, 即ち文象狀或は擬共品狀共生で, それらはこれを一旦熱せば固溶體となり, 冷却しても原狀に復せず, 前記の格子狀共生を生ずるのみである。

玖瑪礦(CuFe_2S_3)とチャルメルス礦

玖瑪礦(cubanite)とは 1843 年ブライトハウプト氏¹⁾によつて玖瑪産礦物に與へられた名稱で, 同礦物は比重 4.026~4.042, 硬度 5, 淡黃色塊狀を呈し, 等軸晶系式劈開を有し, 分析の結果は CuFe_2S_3 に相當する。その後 1873 年, 同種のものはクリーヴ氏²⁾により瑞典からも發見せられた。

しかるにその後 1902 年, ブラジルの Morro Velho 礦山産礦物中, 淡黄色強磁性の礦物が見出され, それには全く劈開を缺き, フーザック氏³⁾はこれを新礦物と認め, チャラメルス礦(chalmersite)と命名した。この礦物もその後分析の結果によつて, CuFe_2S_3 と知られたが, 玖瑪礦との關係は別に顧みられず, 1907 年パラチェ氏⁴⁾の研究により, $a:b:c=0.5725:1:0.9637$ なる斜方晶系のものと知られた。

越えて 1912 年, クラップス, ジョーンソン兩氏⁵⁾は, アラスカ南部の Prince Williams Sound 附近調査中, 種類未詳の銅礦物を發見し, ジョーンソン氏⁶⁾の研究の結果, 化學成分, 比重, 硬度, 磁性, 反射顯微鏡的性質等, 全部チャラ

1) Breithaupt, Pogg. Ann. 59, 1843, 325; 64, 1845, 280.

2) P. I. Cleve, Geol. För. Förh. 1, 1873, 105.

3) E. Hussak, Centr. f. Min. 1902, 61; 1906, 322.

4) C. Palache, Am. J. Sci., 24, 1907, 255.

5) S. R. Clapps and B. L. Johnson, U. S. Geol. Surv. Bull. 542, 1913, 101.

6) B. L. Johnson, Econ. Geol. 12, 1917, 519.

メルス礦に一致し、たゞブラジル産チャラメルス礦が、劈開を缺くと記されたに反し、アラスカ産のものはこれを有する點に於て、却て玖瑪礦に類するだけである。しかしその後メルキン、ロンバード、アッレン三氏¹⁾は、ブラジル産チャラメルス礦はまた劈開を有するを知り²⁾、その性質が先に知られた玖瑪礦と一致するを確かめ、チャラメルス礦また玖瑪礦に外ならぬことを知るに至つた。

玖瑪礦(CuFe_2S_3)と黃銅礦(CuFeS_2)

玖瑪礦(cubanite)はその組成上黃銅礦と磁硫鐵礦との中間に位し



なる關係にあり、またその軸率 $a:b:c=0.5725:1:0.9637$ は、斜方磁硫鐵礦の $0.5760:1:0.9524$ と、斜方輝銅礦の軸率 $0.5822:1:0.9701$ の中間に位する。その組成上黃銅と磁硫鐵礦との固溶體かと疑はれるが、黃銅礦とは明かにその晶系を異にし、その X 線粉末寫眞³⁾もまた違つてゐる。

しかしながら、メルキン、ロンバード兩氏⁴⁾に據れば、この礦物も硫黃の蒸氣の存在の下に、高温に於ては常に黃銅礦中に固溶體を成し(第壹壹〜貳圖参照)、 Cu_2S と FeS との混合物から合成される。但しそのうち純粹の玖瑪礦(CuFe_2S_3)に相當する組成のものは、455mm の硫黃壓では、 750°C 附近に於てのみ生じ、溫度がそれより上昇或は下降すれば、鐵の一部を磁硫鐵礦として分離し、それだけ銅の割合を加へて、黃銅礦に近い固溶體となる。

即ち高温度に於ては、玖瑪礦は黃銅礦中の固溶體としてのみ存在し、硫黃壓下に更に溫度が低下すれば、黃銅礦の場合に述べたと同じ順序で、始めは磁硫鐵礦、次には黃鐵礦を分離し、遂には全く黃鐵礦と銅藍とに分解し、

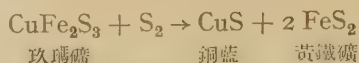
1) H. E. Merwin, R. H. Lombard and E. T. Allen, Amer. Miner. 8, 1923, 135.

2) 矢越礦山産玖瑪礦の新鮮な部分は劈開を欠くが、そのやゝ分解した部分は著るしくこれを有すること、筆者の觀察したところである。

3) G. M. Schwartz, Econ. Geol. 22, 1924, 44.

4) H. E. Merwin and R. H. Lombard, op. cit.

獨立の礦物としては存在しない。



しかしながら若しも前記の黃銅礦と玫瑰礦との中間に位する組成の固溶體を真空中で冷却すれば、そのまゝ或る溫度まで下り、そこでそれらの兩礦物の平行帶狀に分裂する。例へばメルキン氏等によれば、 $\text{Cu}:\text{Fe}=1:1\frac{1}{2}$ 、即ち $2\text{CuFeS}_2 + \text{CuFe}_2\text{S}_3$ に相當する固溶體は、これを 400°C に 1 時間保てば、黃銅礦と玫瑰礦との縞狀共生體となる。

この種の縞狀共生體は、天然に於ても玫瑰礦の最も普通な產出狀態で、我國に於ても筆者が岩手縣矢越礦山(舊三枚山礦山)銅礦¹⁾に就て始めて記載して以來、渡邊武男氏²⁾はこれを朝鮮笏洞礦山產銅礦中に記載し、同氏は最近これを日立礦山入四間產礦石等からも見出されてゐる由である。その他スウェーデン各地等では、接觸銅礦床、高溫性銅礦脈等に極めて屢々見出されてゐる。

シュワルツ氏³⁾もまたニューメキシコ州 Fierro 產礦石中にこの種の縞狀共生體を見出し、それを真空中で 650°C に熱した後急冷し、1000 倍の顯微鏡下でなほ均一であることを知り、更に X 線的に、その構造が黃銅礦に一致することを知り、この溫度では玫瑰礦が全部黃銅礦中に固溶體をなすことを確かめ、それを更に 450°C に保つて後徐冷せるに、再び黃銅礦と玫瑰礦との共生體に分れることを知つた。この際 400°C に於ては、1 週間保つてなほ固溶體を成す形跡がなく、固溶體を成すのは 450°C 以上に限られ、それ以下の溫度では兩者に分裂することを明かにした。(未完)

1) 渡邊萬次郎, 岩礦, 18, 1937, 10.

2) 渡邊萬次郎, 岩礦, 24, 1940, 183.

3) G. M. Schwartz, Econ. Geol. 22, 1927, 44.

雜 報

神津會長御轉任 神津會長には今般下記に御轉任遊ばさる。

東京市蒲田區女塚町 2 丁目 17 番地の 1

新入會員 前號所載會員名簿印刷後、新に下記の會員を得たり。

石原産業紀州鑛山 三重縣南牟婁郡入鹿村

伊 藤 昌 介君 北流道帝國大學理學部地質學鑛物學教室內

井 上 タ ミ君 同 上

上 野 三 義君 同 上

小野寺清兵衛君 福岡市渡邊通五丁目

北支那開發株式會社炭業部總務課 北京東交民巷

芝 哲 夫君 大阪府豐能郡中豐島村字服部 20

鈴 鹿 恆 茂君 旅順工科大学地質學教室內

加 賀 山 一君 北海道紋別郡紋別町鴻之舞郵便局區內住友鴻之舞鑛山

高 橋 義 士君 北海道帝國大學理學部地質學鑛物學教室內

藤 原 隆 代君 同 上

藤 本 龍 彦君 旅順工科大学地質學教室內

堀 内 英 夫君 北海道帝國大學理學部地質學鑛物學教室內

松 井 愈 君 同 上

三菱鑛業株式會社鑛業研究所 埼玉縣大宮市大字北袋 16

混成岩集談會 前號所報學術研究會議岩石學分科會の概況次の如し。11 月 9 日午前 11 時、加藤委員長の設立經過報告の後、分科會主任及び副主任の選舉に入り、動議によつて選舉を省略、委員長の推薦により、主任に神津叔祐博士、副主任に坪井誠太郎博士を煩はすこととなり、午後 1 時別室に開會、委員並に講演者の外、多數の傍聴者あり、直ちに今回の主題たる混成岩に關する講演並に討論に入り、岩生周一氏の“青島雲母鑛床の成因”に關する講演あり、貫入片麻岩を貫くペグマタイト質石英脈中及びその母岩に生ぜる淡綠色雲母の成因を熱水期に於ける混成作用 (hybridization in hydrothermal stage) によると論じ、續いて小島丈兒君の“神奈川丹澤の石英閃綠岩類の貫入に伴ふ混成現象”の講演に移り、(1)偏壓下に於ける或種の放散物による角閃岩化作用、(2)岩漿の接觸による花崗岩化作用、(3)岩漿殘液による cumingtonite 化作用の三段に分つて評論せられる。

次に杉建一氏、“山陰並に北九州の olivine-basalt に伴ふ、tholeiite に於ける混

成作用の問題”を論ぜられ、後者は前者と他の岩石の混成産物なりと結論せられ、これにて第一日を終る。

翌 10 日午前 9 時再開、鈴木醇氏は“北流道に於ける混成岩帯の分布に就いて”、特に從來花崗岩とせられし日高山地の深成岩狀岩石の大部が混成岩に過ぎざるを論ぜられ、その一部たる“幌満地方の混成岩類に就いて”舟橋三男君の詳報あり、この時渡邊萬次郎委員より混成岩の範圍その他に關して自由討議の提案あり、約 1 時間多數の意見開陳を見、結論は兎も角、各人それぞれ抱くところの意見に就て、相互の理解を深めたる後、坪井誠太郎氏の“岩石に於ける混成作用の諸問題”に關する講演あり、magma と solid rock との cooperation はその process の如何に拘らず混成作用と認むべしとの廣義的解釋に始まり、この學說の沿革に移り、岩石成分の光學的研究の重要性を強調し、捕獲岩の研究が混成の經過を知るに有効なる所以を論ぜられ、初鹿野、如意ヶ嶽、丹澤等の實例を述べらる。これにて午前の部を終了に際し、神津佩祐主任より、研究の盛況を賀する傍ら、光學の方面と共に熱的、化學的、X 線的等の方面にも亘つて一層廣範圍の研究を推奨せられたり。

午後 1 時三度開會、森本良平氏“二上火山熔岩中のゼノリスに就て”三種類を區別し、その比較によりて捕獲せられたる後の變化を推論し、山田久夫氏“千厩地方の變成岩に見らるゝ混成作用に伴なふ一現象”としてアプライト質石英脈の兩側に見らるゝホルンフェルスの石灰分増加の現象を指摘せらる。

この時地質學科會のため、分科會を中斷、午後 4 時半より更に續會、渡邊武男氏の“ラバキビ花崗岩に就いて”の一般的紹介と、笏洞礦床附近を主題とする“花崗岩化作用と礦床の成生”に關する從來の通說に對する一示唆あり、謂はゆる接觸礦床が、必ずしもその源をこれに接する花崗岩狀岩石に仰がざるべきを論ぜらる。

かくて午後時漸く終了、夕食を共にしつゝ更に會談を續け、近來稀に見る學術的會合を完了したり(渡邊萬次郎)。

抄 錄

礦物學及結晶學

6808, 蛇紋石に就て 須藤俊男

蛇紋石はクリソタイル ($Mg_6Si_4O_{11}(OH)_6H_2O$) 及びアンチゴライト ($Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$) に分類され、一般に前者は繊維の、又後者は鱗片狀の集合體として産す。著者は滿洲國通化省輯安縣大蛇紋子溝産クリソタイル、長崎縣西彼杵郡雲浦村産アンチゴライト及び同郡脇岬村産アンチゴライトのX線粉末寫眞より測定せる網面間隙(d)の實測値と濃度を表示せり。(地質, 49, 403~404, 昭 17)

【大森】

6809, Nadap 産重晶石及び赤鐵礦 Erdélyi, J.

匈牙利 Nadap の花崗岩と安山岩の接觸部に産する重晶石及び赤鐵礦に就き記載せり。

重晶石は大き 0.15~5 耗にして c(001) に板狀の結晶なり。次の諸面を認めたり。a(100), c(001), m(110), λ(210), η(320), u(101), d(102), D(302), θ₂(827)。但し θ₂ は重晶石に對し新面。

赤鐵礦は鱗片狀を呈し、大き 1~5 耗にして、c(0001), r(101̄1), e(011̄2), N(0554), a(112̄0), n(224̄3), z(224̄1), χ(123̄2) の諸面より成る。(Földtani Közlöny 69, 290~296, 1939) [大森]

6810, 重晶石の晶癖 Maklári, L.

匈牙利に於ける重晶石の主なる産地は次の如し。

Dognácska—紫水晶を隨伴し, a(100), b(010), c(001), m(110), o(011), u(101) 及び d(102) より成る。

Naudrás—黃銅礦と隨伴し, c(001), m(110), o(011) 及び d(102) より成る。

Nagybánya—板狀結晶にして, a(100), b(010), c(001), o(011), u(101), d(102), l(104), W(108), m(110), λ(210), η(320), z(111), r(112), k(118) 及び y(122) より成る。

Borpatak—安山岩中の重晶石脈より産し, a(100), b(010), c(001), o(011), u(101), d(102), l(104), w(106), m(110), λ(210), n(120), χ(130), η(320), e'(430), z(111), y(122), r(112) 及び f(113) の諸面が認められたり。

他に Erzsébetbánya, Boica, Aranyosbánya, Nagyág, Esztergom, Beregszász, Óradna 及び Gyöngyösoroszi 産に就きても述べたり。

次に重晶石の晶癖と晶出期の關係を見るに、以下に示すが如し。

I. 斜方板狀型 $Pa_{001}[100][010]$, 重晶石の晶出期中最古のものなり。

石英 → { 菱鐵礦 → 黃銅礦 → 重晶石
褐鐵礦 → 黃鐵礦
辰砂

IIa 及び IIb 金屬型 $Pb_{001}[010]$

IIa

石英 → 方鉛礦 { 菱鐵礦
黃鐵礦
石 英
菱鐵礦
方解石
黃銅礦 } → 重晶石 → 石 英
黃鐵礦

IIb

閃亜鉛礦 $\left\{ \begin{array}{l} \text{黃鐵礦} \\ \text{方鉛礦} \\ \text{赤鐵礦} \end{array} \right\} \rightarrow \text{石英} \rightarrow \text{重晶石} \rightarrow \text{赤鐵礦}$
 $\left\{ \begin{array}{l} \text{方鉛礦} \\ \text{赤鐵礦} \end{array} \right\} \rightarrow \text{方解石}$

IIIa 及び IIb 炭酸鹽型

IIIa

石英 $\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \text{菱鐵礦} \\ \text{黃鐵礦} \end{array} \right\} \rightarrow \text{方解石} \rightarrow \text{重晶石}$
 $\left\{ \begin{array}{l} \text{菱鐵礦} \\ \text{黃鐵礦} \end{array} \right\} \rightarrow \text{菱鐵礦}$

IIIb

白雲石
方解石 \rightarrow 重晶石
菱鐵礦 黃鐵礦

IV. 等軸様型 I001,110[110]

沸石 石英 方解石 \rightarrow 重晶石
紅玉髓 白雲石

Va 輝安礦型 Pb₀₀₁[010][001][011]

輝安礦 $\left\{ \begin{array}{l} \text{石英} \\ \text{黃鐵礦} \end{array} \right\} \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \text{錫冠石} \\ \text{重晶石} \\ \text{輝安礦} \end{array} \right\}$

Vb 輝安礦型 Pb₀₀₁[010]

方鉛礦 $\left\{ \begin{array}{l} \text{石英} \\ \text{閃亜鉛礦} \end{array} \right\} \rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \text{方解石} \\ \text{白雲石} \\ \text{重晶石} \\ \text{黃鐵礦} \end{array} \right\}$
 $\left\{ \begin{array}{l} \text{方鉛礦} \\ \text{閃亜鉛礦} \end{array} \right\} \rightarrow \text{輝安礦}$

VI Ac 型 重晶石の晶出期中最新のものなり。

褐鐵礦 \rightarrow 重晶石
明礬石

(Math. u. naturwiss. Anz. d. Ung. Akad. 59, 643~672, 1940)[大森]

6811, 稀有なる青色尖晶石 Anderson, B. W.

Ceylon 産の稀有なる Zn 尖晶石に就き記載せり。この尖晶石は青色を呈し、屈折率 $n=1.7465$, 比重 $G=3.967$ にして、尖晶石の $n=1.7432$ 及び $G=3.947$ より稍大なり。又分析結果を見るに

$\text{Al}_2\text{O}_3=63.21\%$, $\text{FeO}=1.93$, $\text{MgO}=16.78$, $\text{ZnO}=18.21$ 計 100.13 にして, gahnite(ZnAl_2O_4) と spinel(MgAl_2O_4) の中間種なる gahnospinel なり。この種尖晶石は 300 個の Ceylon 産青色尖晶石中僅かに 4 個見出されたるのみなり。(The Gemmologist 7, 87, 1938)[大森]
 6812, Near-Polar Ural に於ける斧石 Beliaköv, M. F.

従来ウラル地方には斧石は知られざりしも 1936~39 年の調査により Near-Polar Ural の Narodnaya 山附近の花崗岩侵入により變質せる下部古生代頁岩の接觸部に斧石の産出するを認めたり。この斧石の生成は熱水期の最高溫度期に、花崗岩漿より B の放出に伴ひて行はれたり。その物理性は次の如し。

$\alpha 1.678$, $\beta 1.685$, $\gamma 1.689$, $G 3.33 \sim 3.35$
 その結晶の大きさは 6.5cm に及ぶ。化學分析の結果は次の如し。

$\text{SiO}_2 42.60$, $\text{TiO}_2 0.08$, $\text{Al}_2\text{O}_3 17.04$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 0.47$, $\text{FeO} 7.56$, $\text{MnO} 3.52$, $\text{MgO} 1.84$, $\text{CaO} 19.28$, K_2O none, $\text{Na}_2\text{O} 0.42$, Ig. Loss 1.04, $\text{H}_2\text{O}-0.36$, $\text{B}_2\text{O}_3 5.43$ 合計 99.64%。これより算出せる化學式は略 $\text{H}(\text{Fe}''\text{, Mn, Mg})\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{16}$ 但し $\text{Fe}'':\text{Mn}:\text{Mg}=2:1:1$ となる。一般に斧石の CaO 含有量は略一定にして FeO , MgO , MnO が相互に交代するものゝ如し。(Comp. Rend. Acad. Sci. URSS, 28, 158~159, 1940)[八木]

岩石學及火山學

6873, 岩漿分化に及ぼす差分壓力の影響

Emmons, R. C.

次の野外關係の諸項目 (1) ベグマタイトとアプライトの著しき相違, (2) 擴散により平均に分布すべきものと考へらるゝ揮發成分が貫入岩體の上部に集中すること, (3) 混生現象の行はれたる所に於てはアプライト, グラノファイア, 微ベグマタイト質構造が發達す, (4) 花崗岩は珪岩の影響により閃長岩を生ず, (5) Fenner 等によれば斑禰岩には基性斜長石により, 他は酸性斜長石及び石英により特徴付けらるゝ2種のベグマタイトを伴ふ。(6) 累帶構造を呈する斜長石は閃綠岩特に混生岩を特徴付ける。之等の諸事實は差分壓力による構造的な支配を受けたる結果, 岩漿が相互運動を行へる爲に惹起されたりと考ふるは妥當なり。即ちBowenの説く如く岩漿の結晶作用の際, 結晶と液體との2相は著しく異なる成分を有す。但しこの時期に於ては岩漿分化は潜在的なり。この岩漿が差分壓力を蒙れば, 特に周囲の岩石の膨脹, 破壊等により異なる壓力を受くれば, “絞出し”等の作用により, 液相と固相とは分裂し, その各々より大いに異れる岩石を生成するものと考へらる。著者はこの思想により幾多の岩脈貫入岩體等に見るゝ現象を説明し, 地球上に花崗岩, 玄武岩の多き理由も之により與へ, 差分壓力の岩漿分化に及ぼす影響を強調せり。(Am. J. Sci. 238, 1~21, 1940)[八木]

6814, Lovozero Tundras に於ける loparite を有する岩石 Zlenkov, I. V.

Kola 半島 Lovozero Tundras 地方の

霞石閃長岩類中には Loparite を含有す。本地方の岩石類は床狀に略水平に擴がれるルヂャウル岩, フォヤ岩及びウルト岩等よりなる。この中特に注目すべきはウルト岩にして厚さ 2~30m に及び 10~20°の傾斜をなす。本岩の下部には loparite を含み上部は之を缺く。本岩の構成礦物は霞石, エデル石, アルカリ角閃石, loparite 加里長石にして他にユウディアル石, 星葉石等を副成分とす。loparite は不規則形な斑晶をなせど, 本礦に特有なる立方體, 八面體の貫入双晶は認められず。大きさは 0.2~1mm にして, その量は最も多きものにて 3~4% なり。(Comp. Rend. Acad. Sci. URSS, 28, 151~152, 1940)[八木]

6815, カリホルニヤ Wasco 及 Ventura の水成岩の變成作用 J. B. Lyons.

カリホルニヤ Wasco に存在せる世界最深の油井 (15,004 f) に於ける水成岩の研究の結果, 55000 lb/inch² の壓力と 145°C の溫度が其の水成岩に作用せるも, 變成作用の影響として, カオリンの再結晶を見たるに過ぎりし事が明となり, 更に又カリホルニヤ Ventura Basin に於ける同様な水成岩にありても變成礦物として少量の絹雲母, 綠泥石, 綠簾石を生ぜるのみなり。斯様な結果からみて或る新生代の地層にありては強い變成作用も大したる影響を與へざるものと考へらる。(Jour. Geol. 48, 436~443, 1940)[増井]

6816, 海南島の地質岩石に就て 臺北帝大第一回海南島學術調査團

昭和 16 年 2 月より 3 月に亘る 往復約

1 箇月半の間に行はれたる臺北帝大第一回海南島學術調查團地質學班の報告にして、班長早坂教授、地質早坂教授、岩石礦物市村教授、地理富田助教授等により編成せられたり。

從來海南島の地質に就て記述せる文献は甚稀にして特に海南島の全面積に亘りて調査されたるものなし。又元來中國側の報告書中に礦產地として挙げられたるものの中には誇大して記されたるもの多くこれが現地調査を行はざる限り容易に信じ難きものあり。以下本調査報告の中岩石及び礦物に關する記述より抄録す。

海南島の北部は玄武岩又は其他の熔岩によりて廣く被覆せられその地質甚だ簡單なれど南部は花崗岩の發達著しく而もこれによりて貫かれたる水成岩が到る處に残在し、花崗岩を貫く各種の岩脈多く、その状態極めて複雑なり。花崗岩は白雲母花崗岩、複雲母花崗岩、黑雲母花崗岩、閃雲花崗岩、閃雲斑狀花崗岩等に區別し得べく之等の中には互に移化するものありてその相互關係不明なり。海南島の礦物資源の大部分は花崗岩の貫入と密接なる關係あり。海南島には石礫(赤鐵礦)及び田獨(磁鐵礦)の兩鐵礦床を始めとして花崗岩と珪岩とこれに關聯する地層との接する附近に賦存する鐵山多し。殊に石礫礦山の如く優秀礦の埋藏量多きは從來東亞にその例を見ざる所なり。水成岩と花崗岩との接觸部附近即ち花崗岩の邊緣部には各種岩脈及び小岩體の發達する所多し。其種類は石英閃綠岩、閃綠玢岩、石

英斑岩、玢岩、巨晶花崗岩、煌斑岩等あり。殊に巨晶花崗岩及び石英脈の多き地域には重石礦、錫礦其他各種特殊礦物の發見し得る望あり。例へば那大市、和舍及び蓮花嶺附近には錫礦或はタングステン礦存在す。尙今回の調査によりて知り得たる範圍内にては海南島に石油及び優良なる石炭を發見し得る望みは極めて少し。(臺北帝大理農學部地質教室、昭17年4月)[竹内]

金屬礦床學

6817, 金門島產コバルト礦製鍊研究 濱住松二郎、伊澤正宣、鈴木廉三九、龜田滿雄、細田 薫

南支金門島に産するコバルト礦は所謂吳須(mangan Wad)に類するものにしてその主體は滿俺礦にしてコバルトを0.3% 程度含有す。本礦は概ね大小の塊又は土砂狀にして黑色滿俺礦により膠結せられたる石英粒より成り滿俺礦は硬滿俺礦を主とし勁滿俺礦を交ふるものにして乳白色カオリンを混ざるものなり。分析結果 SiO_2 64.72, MnO 14.38, Fe_2O_3 7.12, Al_2O_3 5.26, BaCO_3 1.60, CuO 0.05, NiO 0.06, CoO 0.30, MgO 0.23, Ig. Loss 6.29 なり。本礦は $500^\circ\sim 700^\circ\text{C}$ 2 時間焙燒により 5% 稀硫酸を以て浸出し硫化曹達を以て硫化コバルトを沈澱せしめ、焙燒により酸化コバルトとし還元して金屬コバルトを生成するを得。Co 回收率 80% 日本特許 148377 號に係るものなり。(東北帝大選研彙報, 1, 1~50, 昭17)[竹内]

6818, 匈牙利産重晶石の晶癖(特に金屬礦床との關係) 本欄 6810 参照。

6819, 選礦學文献集成 和田正美

本書は主として選礦及び之が研究に關係ある文献の書籍、雜誌、報告等に掲載せられたるものゝ表題、著者、掲載誌名、年月等を集成せるものなり。(東北帝大選研彙報, 1, 51~134, 昭 17) [竹内]

石油礦床學

6820, 千葉縣茂原町に於ける微量瓦斯分析計による地化學的探礦調査試験に就いて 兼子 勝, 阿部道起

土壤中に含有せらるゝ炭化水素を検出し地下の炭化水素資源の状態を探索せんとせるものにして、使用せる瓦斯分析裝置は「メタン」用自記微量瓦斯分析裝置にして、イ)稀釋裝置、ロ)燃燒爐、ハ)吸收並びに電導度測定裝置、ニ)記録計、より成れり。本裝置に依る分析原理は燃燒爐を以つて 800°C~900°C に燃燒せしめ含炭素瓦斯より生成せる炭酸瓦斯を 0.0075N の苛性曹達液に吸收せしめ、吸收前後の電導度の變化を比較して含炭素を測定する方法なり。本地域を構成せる地質は現世統[沖積層(礫及び粘土)、濱砂(砂)], 上部更新統[階段堆積層(粘土及び礫層)], 鮮新統[笠森層(粘土質砂), 長南層(砂及び粘土の互層), 柿ノ木臺層(砂質頁岩層), 國本層(砂質頁岩及び砂岩の互層), 梅ヶ瀬層(砂岩及び頁岩), 大田代層(頁岩及び砂岩), 黃和田層(主として頁岩)]にして今回掘鑿せる瓦斯採取試験坑井は何れも 3m 内外の深度にして現世

統の濱砂中にあり。試験の結果として、(1)土壤中の瓦斯は必ず 0.3~0.5% の CO_2 を含有し大氣中の CO_2 に比較して十數倍に當り、而も濕氣中に吸藏されて存在せる CO_2 と平衡状態にある爲め試料採取方法の拙劣の如何に依り影響さるゝ事少し。(2)メタンの含有量増加せば $\text{CH}_4 : \text{CO}_2$ の値も増大す。又或る點まで炭酸の含有量の増加に正比例し、約 1.3% 以上の炭酸を含有する瓦斯にメタンが存在す。(3)メタンは土壤の間隙を滿せるに過ぎず、一度之を大氣中に逸さば、自噴する力のある瓦斯でなき限り、再檢出する事困難なり。(4)計器の感度につきては炭酸を目的とせる場合には本計器にて充分なり。又メタン測定の場合に於ても 0.1% 以下のメタンに遭遇せざる故感度に不足があるとは云はれず。従つて將來試料採取方法の改善せられざる限り満足すべき感度と思はる。(石油技術協會誌, 10, 34~46, 昭 17) [増井]

鑛業原料礦物

6821, 熱水作用による粘土礦物の人工的生成 Norton, F. H.

Percolating Type の reaction chamber を有する電氣爐により CO_2 を含む熱水とアルミノ珪酸鹽礦物を種々の溫度及び CO_2 壓の下にて 230 時間反應せしめ、原料礦物、生成粘土礦物及び生成條件の關係を論ぜり。

曹長石よりの生成礦物は石英及びモンモリオナイト又はバイデライトにして、300°C, 250lbs/in² CO_2 壓(以下壓力は何

れの場合も reaction chamber を密封せる常温に於けるときの壓力を示す)のとき變化量最大にして 30% なり。即ち曹長石は比較的安定なる礦物にして如何なる條件下に於てもその變化は完成されず。

霞石は 300°C, 500lbs/in² CO₂ 壓のとき 100% の最大變化を示し、生成物は絹雲母 25% 及びギブサイト 75% なり。他の條件下に於ては絹雲母のみ生成し、その生成百分比は上記の條件附近に於ては比較的大にして且つ變化條件の範圍廣きことより見て霞石は比較的不安定なる礦物なり。

正長石よりの生成物も亦絹雲母にして最大變化條件は 300°C, 500lbs/in² CO₂ 壓にしてその時の百分比は 80% なり。

リシア輝石の變化條件は他に比して最も廣き範圍に互りその生成物も條件により若干異なりて、その主なるものは石英、銅玉、モンモリオナイト、カオリナイト、ディカイト、バイデライト等なり。その最大變化を示す條件は 300°C 附近の溫度にして壓力の範圍は相當廣く、變化百分比は石英 30%~10%、モンモリオナイト、カオリナイト及びディカイト 70%~90% なり。

灰長石はモンモリオナイト又はバイデライトを生成し、300°C, 500lbs/in² CO₂ 壓に於て最大値 70% の變化を示す。

更に白榴石、葉長石、リシア雲母、綠柱石、ボルサイト、カオリナイト、方沸石、灰沸石、火山玻璃等につき同様の實驗を行ひその結果を表示し、又灰長石、曹長石、

正長石、ボルサイト、透輝石等の礦物を同様な装置を以て鹽酸、硫酸、沸化水素等と反應せしめたる結果をも表示せり。

以上の實驗より次の如き結論を出せり。1) 即ちアルミノ珪酸鹽礦物と含 CO₂ 熱水溶液の反應は何れの礦物に於ても 300°C, 500lbs/in² CO₂ 壓なる條件附近に於て最大變化を示し、その條件より高温又は高壓の條件下では溫度又は壓力の増加と共に變化速度は減少し或る限度をすぎると變化は零となる。2) 生成粒土礦物は多くの場合一種なるも若干の條件下では二種の礦物が同時に生成することあり。3) 強酸との反應は却つて含 CO₂ 熱水溶液よりその反應度小なり。4) 各礦物の安定度はその礦物中に含まれるアルカリの量に逆比例し、アルカリ含有量大なる礦物程安定なり。(Am. Mineral., 26, 1~17, 1941) [木崎]

参 考 科 學

6791, 黃海, 東支那及び南支那海に於ける海水の Ra 含有量 合田史郎

黃海, 東支那海及び南支那海に亘り 13 ケ所の海面より海水試料を採集し、この各々につきラヂウム含有量の測定を行へり。その結果は $0.04 \sim 0.15 \times 10^{-12} \text{g Ra/l}$ にして黃海及び揚子江口に最も多く、東支那海、及び南支那海には少し。海水中の Ra 含有量に最も大なる影響を及ぼすと考へらるゝ硫酸根との關係を見るにラヂウム含有量と硫酸根の量は互に逆の關係にあること判明せり。(上海自研彙報, 9, 111~120, 1939) [八木]

6823, 外金剛溫井溫泉に就て 岩瀬榮一, 齊藤信房

朝鮮江原道高城郡金剛面溫井里附近に分布する溫泉, 冷泉井戸及び川に就き水溫, pH 及び Cl^- 量を, 又或るものに就きては更にラヂウム量及びラドン量をも測定し, 又それらの諸量の時間的變化等の諸事實を連繫せしめ, 本地域に於ける地下湧流水を次の四系統に分てり。

即ち第 1 湧流系統は萬龍閣, 嶺陽館等の溫泉水之に屬し泉溫は $45^{\circ}\text{C}\sim 42^{\circ}\text{C}$ にして最も高溫にして, pH は $8.7\sim 8.5$, ラドン量は $15.68\text{mache/l}\sim 16.00\text{mache/l}$, 又 Cl^- 量は $0.25\sim 0.24\text{millimol/l}$ にして何れも他の系統に比して少量なり。

第 2 系統は萬龍閣上り湯之に屬し泉溫は 38.7°C にして第 1 系統より低く, pH は 6.9, 又ラドン含有量及び Cl^- 量は夫々 38.47mache/l , 0.25millimol/l にして著しく大なり。尙溫井里の主要代表溫泉のラドン量及び Cl^- 量は第 1 湧流系統及び第 2 湧流系統の中間の値を示す點及び其の他の事實より第 1 及び第 2 の兩系統の相混合せるものと考へらる。第 3 湧流系統は日の出線外金剛莊源泉等にて, 各湧出口相互間の水溫及び湧出量の關係, 及び Cl^- 濃度 ($0.56\sim 0.41$) 及び pH 値 ($6.7\sim 7.5$) より考察して本系は湧泉水と溫井川又は地下循環水とが相混じて湧出せるものと考へらる。第 4 湧流系統は水溫高く (41.6°C) pH 値大きく (8.7) 且つ Cl^- 量は比較的少く (0.19millimol/l) 獨立したる別箇の湧流脈と見做さる。更に萬龍閣浴槽泉につき連續測定の結果, 雨

水滲透の影響は泉溫及び pH 値には見られず, Cl^- 量には稍認め得る變化を示せり。

(理研彙報, 21, 767~773, 昭 17) [木崎]

6824, 忠清北道椒井里炭酸礦泉に就て 岩瀬榮一, 齊藤信房

朝鮮忠北清州郡北一面椒井里には古くから炭酸泉湧出が知られる。本地域附近には椒井里の外龍山, 頂人, 射谷, 清州等多數の炭酸泉湧出地が分布し, それらの諸地點は略東北—西南方向の一直線上に存在し, 朝鮮半島に於て屢々認めらるゝ地質斷層線の方と合致す。著者は椒井里に於ける各湧出口の湧出狀態を記述し, 更にその代表的なる 3 箇の炭酸泉につき泉溫, pH, 遊離炭酸含量, 溶存鹽類含量及びラヂウム含量を測定せる結果は次の如し。即ち泉溫は $15^{\circ}\text{C}\sim 19^{\circ}\text{C}$, pH は $4.6\sim 4.7$, 遊離炭酸含量は $1.11\text{g/l}\sim 0.818\text{g/l}$ なり, 又溶存鹽類含量は第 1 號炭酸泉— 0.0845g/l , 第 3 號炭酸泉— 0.0715g/l , 柴田炭酸泉— 0.057g/l にして夫々のラヂウム含量は $2.45\times 10^{-12}\text{g/l}$, $1.99\times 10^{-12}\text{g/l}$, $0.00\times 10^{-12}\text{g/l}$ なり。即ち溶存鹽類含量の減少する順序に記ずれば第 1 號泉, 第 3 號泉, 柴田泉の順序となり, 而してラヂウムは第 1 號泉に於て最も多く含有さるゝに反し柴田泉に於ては存在を確認するを得ざりしは注目に値す。この事實より本地域に於ては第 1 號泉及び第 3 號泉を中心とする地域が地下よりの炭酸の噴出特に旺盛にして地質斷層線に沿ひ上騰せる炭酸水が岩石裂罅を通過する際にこれに浸蝕作用をを及ぼしラヂウムは Weimarn 博士の所謂分散質

的寄生 (dispersoidal parasitism) なる機構により極めて微量ながら他の可溶性鹽類に伴はれて地上に持ち來たされたるものと推定さる。(理研彙報, 21, 763~766, 昭 17) [木崎]

6825, 活動してゐる皺曲運動 大塚彌之助

筆者は最上川の支流たる小國川に沿ふ地域の河岸段丘及び米代川流域の河岸段丘の變形による高度異常分布が基盤をなす第三紀層の皺曲運動と關係あるを指摘して、瑞穂・フオッサマグナ皺曲帶の少くとも一部には最上川及び米代川の河岸段丘形成時代にも尙その皺曲運動が繼續されつゝありし事を明にせり。

更に青森-鯉ヶ澤間、能代-大館間、秋田-黒澤尻間及び長岡市-直江津間の四水準測量線について、各水準點の垂直變位はその點の地層の皺曲構造に關係せる事、即ち背斜部の頂上にある水準點は向斜部の谷にある水準點に比して相對的に高まつて居る事を指摘して、現在に於ても瑞穂・フオッサマグナ皺曲帶がなほ皺曲運動を繼續しつゝある事を明にせり。

以上の如く瑞穂・フオッサマグナ皺曲帶は地質學的に極めて新しき形成にかゝ

る皺曲帶にして洪積世以來の段丘の高度分布にも表現されて居る外、水準點檢測作業の成果に於ても活動が繼續しつゝある事は明なるに反し、他の皺曲帶に於ては斯の如き密接なる關係を示す場合少きは他の皺曲帶が既に皺曲を完了せることを暗示せるものとせり。(地震, 14, 46~63, 昭 17) [木崎]

6826, 中山平・向町間の第三紀層 森本良平

本地域の第三系は赤倉層(鷹巢階100m+)、堺田層(女川-船川階400m+)、奥羽山層(女川階)、大柴山層(臺島階200m+)及び清水澤層(双六階150m+)により構成さる。古生物は鰯科の魚鱗化石、植物葉片化石を堺田層中に産出し、又赤倉層は未炭化の埋木を挾在す。基底をなすは花崗岩類にしていづれも礦化作用の爲著しき綠泥石化、綠簾石化、絹雲化、曹長石等の諸作用を蒙れり。第三紀火成活動は双六期乃至臺島期の安山岩及び凝灰岩より鷹巢期の石英安山岩泥流に至る迄多く行はれ、明神山、二森山等の火山岩類により代表さる。(石油技協, 10, 8~15, 昭 17) [八木]

本 會 役 員

| | | | | |
|-------|----------|--------|-------|--------|
| 幹事兼編輯 | 會長 神津 淑祐 | 渡邊 萬次郎 | 高橋 純一 | 坪井 誠太郎 |
| 庶務主任 | 鈴木 醇 | 伊藤 貞市 | 會計主任 | 高根 勝利 |
| 圖書主任 | 竹内 常彦 | 大森 啓一 | | |

本 會 顧 問 (五十番順)

| | | | | |
|--------|--------|--------|--------|-------|
| 伊木 常誠 | 石原 富松 | 上床 國夫 | 大井上 義近 | 大村 一藏 |
| 加藤 武夫 | 木下 龜城 | 木村 六郎 | 竹内 維彦 | 立岩 巖 |
| 田中 館秀三 | 中尾 謹次郎 | 野田 勢次郎 | 原田 準平 | 福田 連 |
| 藤村 幸一 | 福富 忠男 | 保科 正昭 | 本間 不二男 | 松本 唯一 |
| 松山 基範 | 松原 厚 | 山口 孝三 | 山田 光雄 | 山根 新次 |
| 井上 禧之助 | | | | |

本誌抄録欄擔任者 (五十番順)

| | | | | |
|--------|-------|--------|-------|--------|
| 大森 啓一 | 加藤 磐雄 | 河野 義禮 | 木崎 喜雄 | 北原 順一 |
| 鈴木 廉三九 | 高根 勝利 | 高橋 純一 | 竹内 常彦 | 根橋 雄太郎 |
| 増井 淳一 | 八木 健三 | 渡邊 萬次郎 | | |

編輯兼本名 隆 志
發行人

仙臺市東北帝國大學理學部内

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

(東宮103)仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 17 年 12 月 25 日印刷

昭和 18 年 1 月 1 日發行

本會入會申込所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

本會會費發送先

同學會内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 4 圓 (前納)
1ヶ年分 8 圓

本誌定價(會員外)

1 部 80 錢 (外郵稅 1 錢)

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS:

- Metallogenetic epochs and the types of ore deposits in the
Tôhoku district(I)..... M. Watanabé, *R. H.*
On the chrome minerals of Japan(II) Z. Harada, *R. H.*
A peculiar cruciformed parallel growth of chalcopyrite from
the Arakawa mine T. Sudô, *R. S.*

Editorials and reviews:

- Thermal changes of copper iron sulphide minerals (I)
..... M. Watanabé, *R. H.*

Notes and news:

- Personal news. Symposium on hybrid rocks.

Abstracts:

- Mineralogy and crystallography.* Serpentine etc.
Petrology and volcanology. Effect of differential pressure on
magmatic differentiation etc.
Ore deposits. Smelting of cobalt ores from southern China etc.
Petroleum deposits. Geochemical prospecting by means of gas
analysis
Ceramic minerals. Artificial formation of clay minerals by
hydrothermal solutions
Related sciences. Radium contents of sea waters in the Yellow
Sea, the China Sea and the South China Sea etc.
-

**Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.**